АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 62

Н. Г. МАРКОВА

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА ПАЛЕОЗОЯ БЕТ-ПАК-ДАЛЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 62

Н. Г. МАРКОВА

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА ПАЛЕОЗОЯ БЕТ-ПАК-ДАЛЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1961

Ответственный редактор

доктор геол.-минер. наук Б. М. КЕЛЛЕР

ВВЕДЕНИЕ

В течение ряда лет (1950—1959) коллектив работников Казахстанской экспедиции ГИН и ИГЕМ АН СССР проводил геологические исследования в пределах Бет-Пак-Далы. Работы велись на территории, простирающейся от долины р. Чу на юге до Атасу-Моинтинского водораздела на севере (фиг. 1). Западной границей ее явилась область распространения кайнозойских отложений, восточной — побережье оз. Балхаш и район Чу-Илийских гор.

Проводившиеся Казахстанской экспедицией работы имели различную тематическую направленность. Так, наряду со стратиграфическими и тектоническими исследованиями, здесь велись также петрографические наблюдения с целью изучения интрузивных комплексов гранитоидов. В результате накопился весьма обширный материал, позволивший составить представление о геологическом строении и геологической истории этой пустынной территории в течение палеозоя.

Автору настоящей работы, проводившему исследования главным образом в области тектоники и частично стратиграфии древних толщ, пришлось заняться также обобщением всего накопившегося материала. При этом автором был не только использован материал других членов коллектива (В. С. Коптева-Дворникова, О. С. Полквой, Б. М. Келлера, А. В. Пейве, М. Н. Чугаевой, Е. А. Соколовой и др.), но и получен ряд ценных советов и указаний от некоторых из перечисленных исследователей. Считаю своим долгом всем указанным лицам выразить глубокую благодарность.

Естественно, что помимо данных, собранных коллективом работников Казахстанской экспедиции ГИН и ИГЕМ, мы широко использовали также обширный литературный материал по исследованию данной территории, накопившийся за последние годы. В первую очередь должна быть упомянута монография Д. И. Яковлева (1941), представляющая собой первую сводку по геологии Бет-Пак-Далы. В ней автор впервые указал на широкое развитие древних докембрийских толщ, а также отложений нижнего палеозоя, хорошо обоснованных им палеонтологически. Кроме того, он отметил специфику тектонического строения этой пустынной области, характеризующейся широким развитием дизъюнктивных дислокаций.

Большое значение для понимания геологического строения Бет-Пак-Далы имела также сводка М. И. Александровой и Б. И. Борсук (1955), которые разработали вопросы стратиграфии докембрийских, нижнепалеозойских и верхнепалеозойских толщ. Авторы более подробно охарактеризовали также тектоническое строение местности.

Наконец, для ряда районов интересующей нас территории важны исследования А. Г. Гокоева, И. В. Хохлова, И. Г. Бедрова, С. Г. Токмачевой, А. А. Богданова, Н. П. Четвериковой, А. Е. Михайлова, И. Б. Филипповой и ряда других геологов, занимавшихся описанием отдельных

участков. Ссылки на все указанные работы, а местами и частичный разбор последних дается по мере надобности в различных главах текста.

Переходя к изложению всего собранного материала по территории Бет-Пак-Далы, отметим, что для лучшего уяснения тектонического строения этой области мы позволили себе несколько отойти от общепринятого плана геологических работ. Разбору стратиграфии мы предпослали рассмотрение морфологии структур района. Все же стратиграфическое описание полностью подчинено тому структурному плану, который при этом наметился. Такая подача материала, как нам кажется, позволяет лучше подойти к пониманию истории развития всей территории в целом, фациальных особенностей отдельных областей и их структурного значения.

Глава I

ПРИНЦИПЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР

Как видно из прилагаемой геологической карты, а также из схемы структурного расчленения Бет-Пак-Далы (см. фиг. 1 и 2), территория, подлежащая нашему описанию, состоит из ряда крупных, чередующихся между собой прогнутых и поднятых структур северо-западного простирания. Прежде всего здесь обособляются области преимущественного развития докембрия, лишь отчасти перекрытые более молодыми образованиями. Они сосредоточены в северо-восточной, центральной и южной частях района и представляют собой реликты некогда существовавших на их месте крупных линейных антиклинориев (см. гл. III), позже переработанных процессами складчатости, местами обрубленных разломами и вследствие этого получивших форму неправильных останцов. Как мы увидим из дальнейшего, этим структурам свойствен геоантиклинальный тип развития, характеризующийся преобладанием явлений поднятия и сокращенными стратиграфическими разрезами. Поэтому мы считаем наиболее правильным именовать их областями геоантиклинальных поднятий.

В пределах описываемой территории можно выделить три геоантиклинальных поднятия: Атасу-Моинтинское, Бурунтавское и Чуйское (фиг. 2). Пространство между ними занято также крупными северо-западного простирания прогибами — Западно-Балхашским и Джалаир-Найманским, выполненными образованиями рифея и палеозоя. В отличие от разделяющих их геоантиклинальных поднятий эти структуры характеризуются длительным геосинклинальным режимом с преобладанием процессов опускания и полными стратиграфическими разрезами, лишь варьирующими от структуры к структуре. Поэтому мы сочли возможным именовать их в дальнейшем геосинклинальными прогибами.

Укажем, что два названных геосинклинальных прогиба, несмотря на общую сходную направленность развития, в то же время значительно отличаются друг от друга. Так, Джалаир-Найманский геосинклинальный прогиб имеет характер желоба или геосинклинальной борозды, с обеих сторон ограниченной разломами и обладающей блоковым строением внутри. В сущности мы здесь имеем дело со сложно построенным грабеном. Так как он располагается в центральной части описываемой территории, рассекая ее по диагонали на две части, то в дальнейшем мы будем именовать его также областью центрального грабена.

Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб, в отличие от Джалаир-Найманского, представляет собой широкую геосинклинальную структуру, в которой преобладают уже складчатые деформации. Разрывные нарушения не имеют здесь ведущего значения, хотя и встречаются в значительном количестве.

Геоантиклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы представляют собой основные структурные элементы Бет-Пак-Далы. В пределах каждого из них, однако, может быть выделен ряд подчиненных структурных форм, меньших по величине и значимости. Так, внутри Чуйского и Бурунтавского геоантиклинальных поднятий отчетливо обособляются два высоко поднятых участка с выходами наиболее глубоких горизонтов докембрия. Они со всех сторон оконтурены разломами, лишь местами замаскированными проникшими по ним интрузиями. Форма и величина этих участков различны. Тем не менее, прямоугольно-угловатые очертания, ограничение разломами, и появление докембрийского цоколя заставляют нас принять для этих структур наименование глыб — Чуйской и Каракамысской. Наряду с поднятыми участками в областях геоантиклинальных поднятий наблюдаются прогнутые территории, выполненные образованиями девона и карбона. Особо должны быть отмечены так называемые наложенные мульды, сложенные преимущественно каменноугольными отложениями, частично верхним девоном. Величина и конфигурация их сильно варьируют. Для удобства дальнейшего изложения на фиг. 2 указаны собственные названия каждой из них.

Геосинклинальные прогибы — Западно-Балхашский и Джалаир-Найманский — также осложнены рядом подчиненных тектонических форм. Так, Джалаир-Найманский геосинклинальный прогиб, или центральный грабен, в юго-восточном направлении разветвляется на два рукава — собственно Джалаир-Найманский и Сарытумский. В промежутке между ними обособляется новая область поднятия, сложенная образованиями архея, обнажающимися в краевых частях ее, в центре же перекрытыми тонким плащом эффузивов девона. Поднятие удлиненное, вытянутое в северо-западном направлении, с угловатыми очертаниями, обусловленными оконтуривающими его разломами. Все указанные признаки, а именно: наличие докембрийского цоколя, сокращенный стратиграфический разрез, ограничение разломами, наконец, общая направленность развития, как это будет видно из дальнейшего, сближают указанную структуру с ранее описанными глыбами — Чуйской и Каракамысской. Поэтому мы сочли возможным выделить ее под именем Джильтавской глыбы.

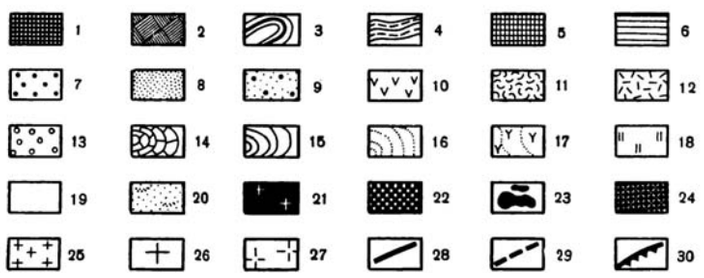
Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб в средней части осложнен поперечным антиклинальным поднятием, сложенным преимущественно образованиями рифейского возраста и названным нами Акдолинским. Акдолинское антиклинальное поднятие подразделяет Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб на два частных прогиба, выполненных образованиями палеозоя, среди которых наиболее широкое развитие получают эффузивы девона. Северо-Западный прогиб назван нами Сасырлыкским (по наименованию гор — Сасырлы), юго-западный, тяготеющий к береговой линии оз. Балхаш,— Прибалхашским.

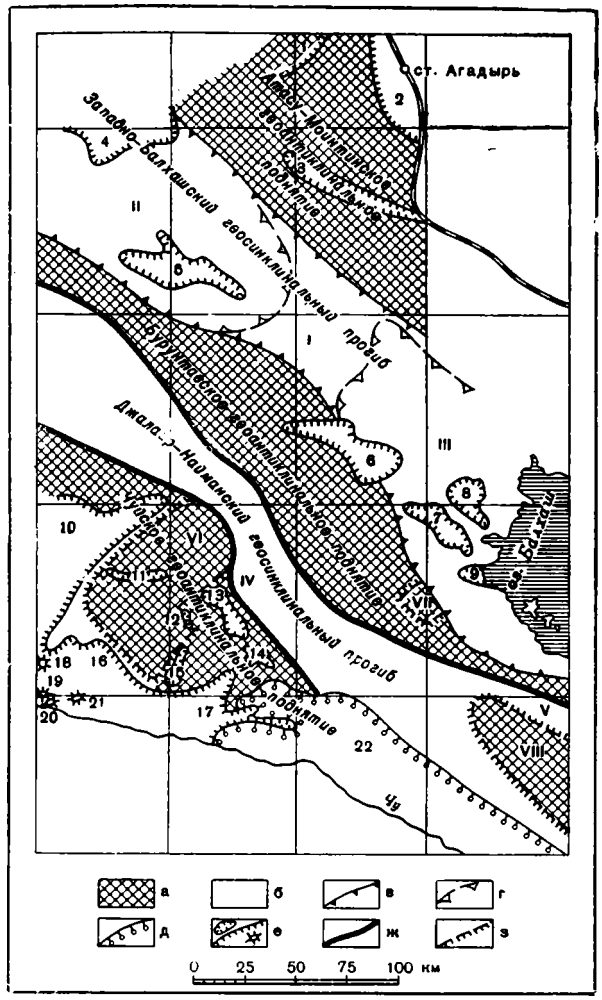
Кроме указанных относительно крупных прогибов, в пределах Западно-Балхашской геосинклинальной структуры, так же как это имело место в геоантиклинальных поднятиях, широко развиты наложенные мульды, выполненные образованиями карбона. Они обладают значительно меньшими размерами и самыми разнообразными очертаниями.

Все перечисленные выше тектонические формы как крупные, так и мелкие имеют весьма сложное внутреннее строение, требующее особой характеристики и описания. Остановимся в связи с этим на рассмотрении каждой из этих форм отдельно. Отметим, однако, что в настоящей главе нами дается лишь морфологическое описание выделенных структур. Возраст и время возникновения их рассматриваются в главе III, специально посвященной этому вопросу.

Фиг. 1. Геологическая схема восточной Бет-Пак-Далы. Составлена по личным наблюдениям и материалам М. И. Александровой, Б. И. Борсука, Л. И. Боровикова, Э. К. Вильцинга, И. И. Вишневской, А. Г. Гокоева, К. И. Дворцовой, В. В. Донских, Н. С. Зайцева, Л. П. Зоненшайна, Б. М. Келлера, В.С. Коптева-Дворникова, Н. П. Михайлова, Н. А. Ноздреева, К. В. Никифоровой, А. В. Пейве, О. С. Полквой, Е. Д. Поляковой, Н. А. Пупышева, Е. Н. Сизовой, Е. А. Соколовой, С. Г. Токмачевой, И. В. Хохлова, И. Б. Филипповой, М. Н. Щербаковой и др.

1 — архей (A): гнейсы и гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы; *2* — нижний протерозой (Pt_1): кварцево-хлоритовые и тальково-хлоритовые сланцы; *3* — средний протерозой (Pt_2): белые и серые кварциты, микрокварциты, метаморфические песчаники, кварцевые и кварцево-графитовые сланцы, филлиты, мраморы; *4* — верхний протерозой (рифей) (Rf): диабазовые порфириты, их туфы и мандельштейны, пестрые яшмы и песчаники; *5* — кембрий (Cm): хлорито-серицитовые сланцы, порфиритоиды, порфироиды, песчаники, конгломераты-известняки; *6* — нижний ордовик (O_1): известняки, песчаники, порфириты, кремнистые сланцы, туффиты; *7* — средний ордовик (O_2): алевролиты, аргиллиты, конгломераты; *8* — верхний ордовик (O_3): грубообломочные конгломераты, алевролиты, аргиллиты, известняки; *9* — средний и верхний ордовик, ближе нерасчленимые (O_{2+3}): зеленые и серые алевролиты, аргиллиты и песчаники, сланцы, конгломераты; *10* — силур (S): конгломераты, алевролиты, аргиллиты, часто красноцветные, линзы известняков, порфириты, кварцевые порфиры, их туфы и брекчии; *11* — нижний девон (D_1): красноцветные конгломераты, алевролиты и аргиллиты, порфириты, порфиры и их туфы, на севере зеленоцветные терригенные породы, известняки с морской фауной; *12* — средний девон (D_2): порфиры, альбитофиры и их туфы, на севере алевролиты и аргиллиты; *13* — верхний девон (D_3): пестроцветные конгломераты, алевролиты, известняки, местами кварцевые порфиры и альбитофиры; *14* — турнейский ярус нижнего карбона (C_1t): известняки, окремнелые и брекчиевидные мергели, аргиллиты, кремнистые сланцы, песчаники, туфопесчаники, туфы и туффиты; *15* — визейский ярус нижнего карбона (C_1v): известняки, мергели, перечные песчаники кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; *16* — средний и верхний карбон (C_{2+3}); красноцветные песчаники, мелкогалечные конгломераты, аргиллиты, известняки; *17* — пермо-карбон (C — P): кислые и основные эффузивы, их туфы и туфобрекчии; *18* — третичные отложения (Tr): галечники, пески, глины. Современные отложения: *19* — суглинки, супеси и пески (Q); *20* — эоловые пески (Q eol). Интрузии: *21* — гранито-гнейсы, кембрийские (γ_1); *22* — гранодиориты, долландейльские (γ_2); *23* — гипербазиты и габбро (δ); *24* — гранодиориты, граниты, кварцевые диориты и габбродиориты, досилурийские (γ_3); *25* — граниты и гранодиориты, девонские (γ_4); *26* — граниты, раннегерцинские (γ_5); *27* — лейкократовые граниты, позднегерцинские (γ_6); *28* — разломы наблюдаемые; *29* — разломы предполагаемые; *30* — надвиги





Фиг. 2. Схема структурного расчленения восточной Бет-Пак-Далы:

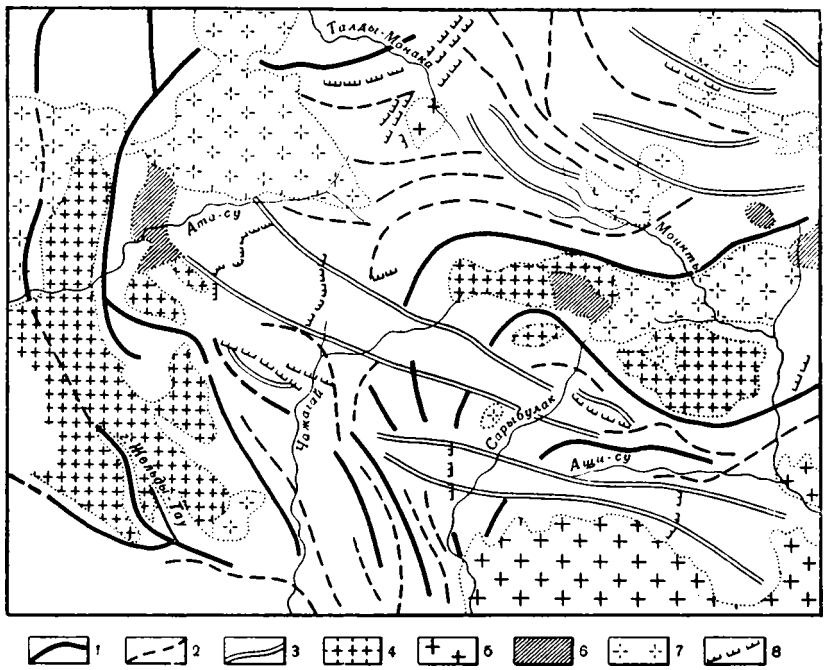
а — геоантиклинальные поднятия; *б* — геосинклинальные прогибы; *в* — границы между ними; *г* — границы прогибов второго порядка; *д* — границы мульд и куполов; *е* — границы впадин; *ж* — контуры глыб; *з* — глубинные разломы. *I* — Акдолинское поперечное антиклинальное поднятие; *II* — Сасырлыкский прогиб; *III* — Прибалхашский прогиб; *IV* — Джалаир-Найманский грабен; *V* — Сарытумский грабен; *VI* — Чуйская глыба; *VII* — Қаракамысская глыба; *VIII* — Джильтавская глыба. Мульды: *1* — Ортавская; *2* — Таставская; *3* — Сарыбулакская; *4* — Джаильминская; *5* — Мийкайнарская; *6* — Қзылкингирская; *7* — Акжар-Сарытумская; *8* — Қашкантенизская; *9* — Қаракамысская; *10* — Тасбулакская; *11* — Арысская; *12* — Домбралытавская; *13* — Аксорская; *14* — Қишкинесорская; *15* — Тогус-Гумалакская; *16* — Жокпарская; *17* — Қзылтузская. Брахиантиклинали и купола: *18* — Казангапская; *19* — Кууральская; *20* — Центральская; *21* — Буралкенынская; *22* — впадина Саксаул-Дала

АТАСУ-МОИНТИНСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие, располагающееся на крайнем северо-востоке рассматриваемой территории, построено достаточно сложно. Структура его описана в работах ряда исследователей, среди которых в первую очередь необходимо указать А. Г. Гокоева.

Согласно схеме этого автора (фиг. 3), основной чертой тектонической структуры данной области является несогласное простирание складчатостей различного возраста, приводящее местами к их пересечению.

Так, докембрийская складчатость, ориентированная на западе (район гор Жельдытау) в меридиональном направлении, а на севере и юго-востоке почти в широтном, образует подобие дуги, обращенной выпуклостью на запад. Каледонская складчатость в целом наследует докембрийскую, давая лишь незначительные отклонения. Зато в герцинский цикл



Фиг. 3. Тектоническая схема Атасу-Моинтинского водораздела. Составил А. Г. Гокоев, 1945 г.:

1 — докаледониды; *2* — каледониды; *3* — герциниды; *4* — докембрийские граниты; *5* — раннегерцинские интрузии гранитоидов; *6* — раннегерцинские интрузии диоритов и габбро; *7* — позднегерцинские интрузии лейкократовых гранитов; *8* — линии дизъюнктивных нарушений

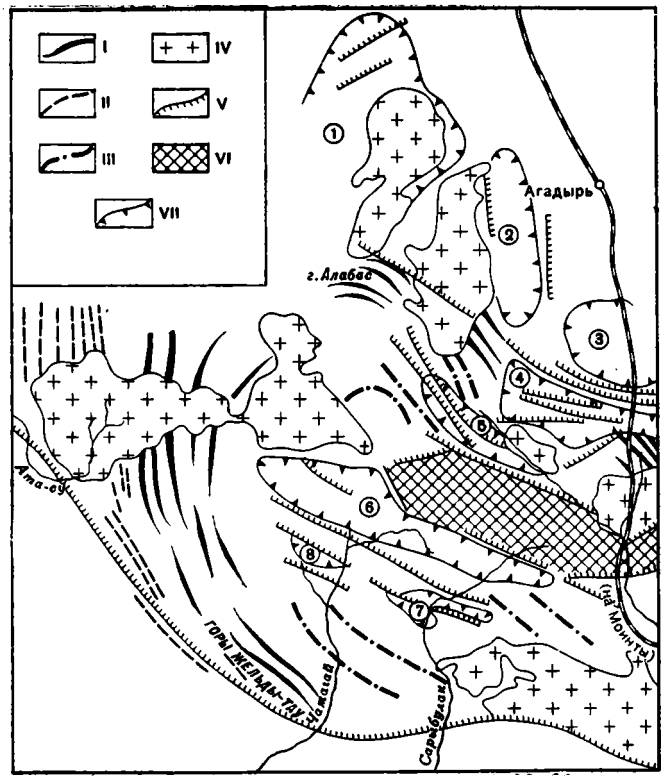
происходит коренная перестройка структурного плана района, в результате которой в ряде мест наблюдается резкое несовпадение складчатости этого возраста с направлением дислокаций, возникших в более ранние периоды складкообразования. Особенно четко такое несовпадение проявилось в верховьях рек Сарыбулак и Чажагай, где имеет место перекрещивание почти под прямым углом герцинских и каледонских складок (Чажагайский и Сарыбулакский узлы пересечений, по А. Г. Гокоеву).

Описанное явление «пересечения» влечет за собой, по мнению автора, возникновение радиальных нарушений и образование ряда блоков. На месте опущенных блоков, т. е. в грабенах или межгорных впадинах происходит затем аккумуляция осадков среднего и верхнего палеозоя. В результате образуется ряд структур, резко несогласных с более древними структурными формами.

Несмотря на то, что тектоническая схема А. Г. Гокоева создана уже сравнительно давно, и те стратиграфические данные, на которых она основана, частично уже устарели [1], нам кажется, что она очень верно отражает

[1] В настоящее время доказано, что некоторые из докембрийских толщ должны быть переведены в кембрий.

основную особенность тектоники района, а именно — наличие резкого несовпадения герцинской и более древних складчатостей, а также приуроченность осадконакопления герцинского цикла к опущенным блокам или грабенам. В связи с этим приводимая ниже схема структур Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия (фиг. 4), составленная нами с учетом новейших материалов, представляет собой лишь дальнейшее развитие взглядов А. Г. Гоксева. Из нее видно, что отложения протерозоя, с нашей



Фиг. 4. Структурная схема Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия:

I — простирание протерозоя; *II* — простирание рифея; *III* — простирание нижнего палеозоя; *IV* — гранитные интрузии; *V* — линии разломов. Структуры: *VI* — Алтынсынганское глыбовое поднятие; *VII* — мульды: *1* — Ортавская, *2* — Таставская, *3* — Аиртавская, *4* — Беркутинская, *5* — Карагизская, *6* — Сарыбулакская, *7* — Узунтавская, *8* — Чажагайская

точки зрения, также образуют широкую дугу, протягивающуюся непрерывно от гор Жельдытау на юге до гор Алабас на севере. Далее она прерывается выходами гранитов и более молодых осадков, намечаясь вновь к югу от Таставской мульды и близ Беркутинского перевала, на линии железной дороги Агадырь — Моинты.

На западе, у долины р. Атасу протерозойские осадки сменяются простирающимися согласно с ними образованиями рифея, слагающими юго-западный склон поднятия, а затем срезающимися линией Атасуйского глубинного разлома. Дальнейшее простирание рифея нам не известно, так как отложения его в пределах исследованного нами района больше не появляются.

В центральной части наметившейся таким образом крупной куполообразной структуры, сложенной докембрийскими толщами, располагаются образования кембрия и ордовика. Они выполняют собой широкий чашеоб-

разный прогиб, несогласно наложенный на различные горизонты протерозоя, но имеющий близкое к докембрию простирание.

На фоне намеченных крупных структур докембрийского и каледонского этажей выделяются несогласно секущие их полосы и зоны разломов, ориентированные в северо-западном и северо-северо-западном направлениях. Они влекут за собой образование ряда мелких интенсивно раздробленных горстов и грабенов, к которым приурочиваются мульды, выполненные осадками девона и карбона.

Среди возникших таким образом глыбово-складчатых структур можно выделить Алтынсынганское глыбовое поднятие, сложенное кембрийскими вулканогенными и осадочными толщами и прорванное интрузиями гранитоидов того же возраста. Оно располагается в центральной части Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, имеет неправильно угловатые очертания и со всех сторон ограничено разломами, отчетливо выступающими на аэрофотоснимках. К югу от него прослеживается так называемая Сарыбулак-Чажагайская зона разломов, к которой приурочиваются Сарыбулакская, Узунтавская и Чажагайская мульды, выполненные каменноугольными отложениями. Севернее, по другую сторону Алтынсынганского глыбового поднятия, протягивается Акжал-Аксоранская зона разломов, детально описанная В. В. Донских (1956), М. И. Александровой (1956) и А. В. Лукьяновым (1958). К этой зоне приурочены Карагизская, Беркутинская и частично Аиртавская мульды, также выполненные девоном и карбоном.

Несколько особняком стоят Ортавская и Таставская мульды, имеющие близкое к меридиональному простирание и расположенные на стыке Акжал-Аксоранской и Успенской системы разломов, прослеживающейся севернее, уже за пределами нашей схемы.

Таков в основных чертах структурный план Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, представляющего собой, как это видно из описания, достаточно сложно построенную складчато-глыбовую структуру. В строении ее участвуют несколько различных возрастных комплексов, значение которых, однако, далеко не однозначно. Ведущая роль здесь несомненно принадлежит докембрийским складчатым формам, определяющим основной тектонический рисунок поднятия. Складчатость каледонского этажа, накладываясь на сложившийся таким образом остов, лишь усложняет, но не меняет коренным образом его строения. Значительная переработка этих древних структур наблюдается лишь в герцинское время, когда, рассекаясь рядом разрывных дислокаций, они подвергаются дроблению и раскалыванию. В этом отношении наши взгляды на строение Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия близки к высказанным в 1945 г. А. Г. Гокоевым.

Рассмотрим внутреннюю структуру различных возрастных этажей.

Докембрийский структурный этаж отличается чрезвычайно высокой степенью дислокаций — интенсивной перемятостью, развальцовыванием, кливажем, а также плойчатостью и гофрировкой развитых в нем толщ. Несколько менее интенсивно смяты лишь образования рифея. Для них характерны узкие сжатые линейные складки, обычно лишенные дополнительной плойчатости и гофрировки. Близкий характер дислокаций типичен и для образований кембрия.

Что касается отложений ордовика, широко распространенных во внутреннем прогибе Атасу-Моинтинского антиклинория, то они характеризуются сравнительно спокойными складчатыми формами, не имеющими определенной ориентировки и сколько-нибудь выдержанных простираний. Углы падения их колеблются от 50 до 60°.

Для образований девона обычно наличие пологих и коротких брахискладок с углами падения 40° и ниже. Еще более четкая брахискладчатость,

прекрасно прослеживающаяся на аэрофотоснимках, наблюдается в осадках карбона. Однако близ линий дизъюнктивных нарушений в области Акжал-Аксоранских и Сарыбулак-Чажагайских разломов мы сталкиваемся с наличием в девоно-каменноугольных осадках узких, сжатых линейных структур. Иногда они опрокинуты и характеризуются разрывами сплошности слоев.

Дизъюнктивные дислокации, как это ясно из изложенного выше, играют в пределах Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия довольно значительную роль.

В зоне Акжал-Аксоранских нарушений, имеющих протяженность в 60—70 км при ширине в 10 км, мы имеем дело чаще всего с взбросами и взбросо-надвигами северо-западного и северо-северо-западного направлений, как правило, ориентированными однотипно с общим простиранием складок. При детальном картировании, судя по данным А. В. Лукьянова (1958), здесь выступает сложная сеть ветвящихся, расходящихся и вновь сливающихся друг с другом разрывных нарушений. При этом вдоль линии последних, отчетливо видимых как на местности, так и на аэрофотоснимках, располагаются полосы интенсивно раздробленных и растертых пород, ширина которых достигает нескольких сот метров, а иногда и 1,5—2 км. Местами среди таких «тектонитов» встречаются как бы крупные линзы слабо нарушенных пород. В целом описываемая зона, по мнению А. В. Лукьянова, напоминает как бы гигантскую тектоническую брекчию, в которой наблюдается неразрывная связь складчатых и разрывных дислокаций, блоков и межблочных зон.

Ряд дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания, не изученных так детально, прослеживается также в Сарыбулак-Чажагайской зоне.

Наиболее крупным разломом Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, частично входящим уже в область смежного Сасырлыкского прогиба, является Атасуйский разлом, протягивающийся в пределах изученной нами территории на расстоянии 150 км. Простирание его меняется от широтного до северо-западного. В юго-восточной части описываемое нарушение изучено хуже, хотя существование его и наличие по нему небольших надвиговых перемещений здесь совершенно очевидно. На северо-западе, где имеются новые детальные работы, проведенные на основе аэрофотоснимков и где к тому же ряд участков разбурен и расшурфован, разлом доказывается прекрасно. Судя по материалам Е. А. Соколовой (1958), амплитуда его здесь, видимо, меньше, чем на юго-востоке, а сам разлом имеет характер уже не одной линии, а разбивается на ряд более мелких сколов, отчетливо видимых на аэрофотоснимках. Наличие таких сколов легко доказывается не только путем дешифрирования, но также наблюдением сдвигов отдельных частей структуры, стыков разновозрастных толщ, существованием зон окварцевания и тектонических брекчий, прослеживаемых в выработках.

Отметим также разлом северо-западного простирания, прослеживающийся в районе гор Бурлытау и южной оконечности Ортау. Он выступает не везде одинаково отчетливо, местами оказываясь прерванным. Однако в тех участках, где линия разлома показана нами на геологической карте, произведенные им нарушения весьма значительны. Вытянутые вдоль разлома протерозойские и кембрийские толщи Бурлытау сильно нарушены и изменены. Массив основных пород, расположенный по северную сторону разлома, вблизи линии его рассланцован, развальцован и превращен в змеевики. Все это делает разлом достаточно ощутимым, приближая его по значимости к другим нарушениям района.

Таким образом, создается впечатление, что разломы северо-западного направления имеют для Атасу-Моинтинского антиклинория наибольшее

значение. Однако нельзя не упомянуть также меридиональные разрывы и сколы, описанные Н.А.Штрейсом для Таставской мульды (Штрейс и Колотухина, 1948), доказанные в 1953 г. А. Г. Гокоевым в районе гор Айгуршкан, а в 1947 г. Е. А. Флеровым к северу и югу от Сарытавского гранитного массива, и целую серию различно ориентированных мелких сколов к западу от гор Кызылтау. Следует указать, кроме того, смещения к юго-западу от гор Аир и к востоку от гор Конур-Тюбе. Несомненно, все эти подвижки менее значительны, чем ранее описанные, но все же некоторые из них обладают большой амплитудой, как, например, два последних смещения, приводящие в соприкосновение разновозрастные толщи.

Не имея возможности описывать каждое из названных нарушений отдельно, укажем лишь, что степень обоснованности их несомненно неодинакова. Некоторые прекрасно документируются полевыми исследованиями, как, например, меридиональный скол гор Тастау, вызывающий срезание западного крыла мульды девоно-каменноугольных отложений и надвигание на нее вулканогенных свит нижнего девона; другие могут быть обоснованы хуже, однако в существовании их едва ли можно сомневаться.

БУРУНТАВСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Бурунтавское геоантиклинальное поднятие располагается в центральной части описываемой территории. Оно вытянуто в северо-западном направлении и имеет неправильную форму, которая в значительной мере обусловлена наличием ряда разрывных нарушений. Так, на юго-западе описываемая структура ограничена глубинным разломом, отделяющим его от области центрального грабена. Линия разлома хорошо прослеживается от северо-восточной оконечности Ергебулакского массива к гранитам родника Тюкен и далее по южной границе протерозойских отложений. Здесь этот краевой разлом пересекается целой сетью сколов северо-западного направления, идущих из области Сарытумского грабена и неоднократно его смещающих. В результате происходит как бы выклинивание Бурунтавского геоантиклинального поднятия, получающего форму постепенно сужающегося, обрубленного разломами клина.

На севере граница этой крупной структуры весьма четко намечается выходами отложений рифейской системы, слагающими ее склон, являющийся одновременно южным склоном Сасырлыкского прогиба. На северо-востоке, где отложения рифея почти отсутствуют вследствие срезания и несогласного перекрытия их палеозоем, залегающим на более глубоких горизонтах протерозоя, а иногда даже на архее (район Каракамысской глыбы), граница проводится лишь приближенно. Условно за контур Бурунтавского геоантиклинального поднятия здесь нами принимается линия, идущая от Булаттавского гранитного массива к северо-восточному окончанию массива Каиб и далее по краю Каракамысской глыбы, сложенной археем, к урочищу Шепшек Базоба.

В целом Бурунтавское геоантиклинальное поднятие представляет собой, таким образом, глыбово-складчатую структуру, вытянутую в северо-западном направлении, а на юго-западе и северо-востоке частично по разломам, частично нормально сочленяющуюся с сопряженными с ней геосинклинальными прогибами, выполненными рифеем и палеозоем.

Для представления о складчатых деформациях рассматриваемого поднятия охарактеризуем кратко внутреннюю структуру слагающих его возрастных комплексов. При этом укажем, что главная роль здесь принадлежит образованиям докембрия и главным образом дорифейскому комплексу последнего, прорванному крупными телами герцинских гранитоидов, расположенных дискордантно к простиранию пород.

Наиболее глубокие горизонты докембрия, условно относимые к архею, вскрываются в пределах Каракамысской глыбы, расположенной в юго-восточ-

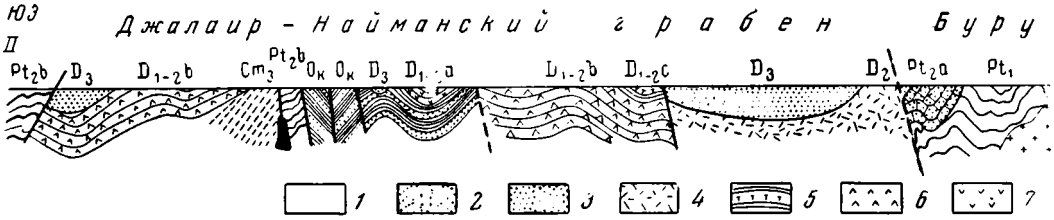
ной части Бурунтавского геоантиклинального поднятия. Развитые здесь метаморфические толщи чрезвычайно интенсивно и сложно смяты и рассечены многочисленными разломами. Складчатая структура их трудно поддается изучению, чему не мало способствуют широко развитые в них процессы гранитизации. В противовес этому складчатые деформации протерозойских отложений, несмотря на достаточную сложность, расшифровываются сравнительно легко. Простирания их, прекрасно прослеживающиеся на аэрофотоснимках, дают возможность уловить основной рисунок структур (см. фиг. 1). Местами здесь прослеживаются узкие, сжатые линейные складки (район к юго-западу от массива Қаиб), местами весьма причудливые, в форме сложных петель и дуг (между горами Булаттау и родником Ергебулак). Наконец, часто можно видеть, что отложения нижнего и среднего протерозоя образуют широкие и сравнительно спокойные складчатые структуры наподобие крупных сводов. Примером такого «свода» может служить структура к югу от Булаттавского гранитного массива, отображенная на профиле II—II (фиг. 5). В ядре ее обнажаются породы нижнего протерозоя, прорванные гранитным массивом. Крылья сложены верхнепротерозойскими толщами, расчлененными на профиле более дробно, чем на геологической карте. В целом структура имеет облик достаточно спокойного, правильно построенного свода, лишь осложненного более мелкой складчатостью, особенно интенсивно проявившейся в осадках нижнего протерозоя, менее резко — в верхних свитах.

На северо-западе, в участке между горами Булаттау и гранитным массивом Ергебулак, мы также встречаемся с спокойной складчатостью докембрия, представление о которой дает профиль I—I (фиг. 6).

Переходя к характеристике образований рифейской системы, напомним, что последние слагают собой краевую часть Бурунтавского антиклинория, причем и здесь на значительных пространствах они оказываются перекрытыми более молодыми осадками. Таким образом, области выходов их весьма ограничены и занимают в сущности незначительную территорию северного борта и крайней юго-восточной оконечности описываемой структуры. Это сильно затрудняет выяснение характера складчатости рифейских образований и соотношения ее со складчатостью докембрия, тем более, что в большинстве случаев эти два возрастных комплекса отделены друг от друга разрывами или необнаженными пространствами, скрывающими их контакты.

Не имея, таким образом, материала для построения сколько-нибудь убедительных заключений, мы все же считаем необходимым отметить, что в ряде мест на территории Бурунтавского антиклинория простирания складок рифея и протерозоя близки друг к другу. Так, например, в урочищах Шепшек-Базоба и Акжал (склон Сарытумского грабена) отложения рифея простираются на северо-запад. Таковы же простирания ближайших выходов протерозоя в ограниченном разломами клине Бурунтавского геоантиклинального поднятия, расположенном между Джильтавским гранитным массивом и массивами Майкуль и Қаракамыс. В верховьях р. Шакшагайлы (склон к Прибалхашскому прогибу) рифей имеет меридиональные простирания, так же как и протерозой гор Шокпаржалы, протягивающихся несколько западнее. Наконец, вдоль северного борта Бурунтавского антиклинория в горах Булаттау и близ русла Қаиб-Мергенын-Қарасу (склон к Сасырлыкскому прогибу) простирания образований рифейской системы крайне изменчивы и дают то широтные, то меридиональные азимуты, что обусловливает появление резких изгибов и дуг. Та же картина отмечалась выше, на участке между горами Булаттау и гранитным массивом Ергенекты и для образований протерозоя. Таким образом, приведенные отрывочные данные позволяют говорить о близком направлении протерозойской и рифейской складчатости.

Что касается внутренней структуры рифейских отложений, то она сильно отличается от описанной для протерозоя. Мы здесь встречаемся, как правило, с системой узких, сжатых, часто изоклинальных складок с крутыми углами падения (от 70 до 80°), в большинстве случаев к тому же осложненных дополнительной мелкой складчатостью. Ни о каких «сводах» здесь говорить уже не приходится. Вполне возможно, что такое различие внутренней структуры рифея и протерозоя стоит в тесной связи с литологией слагающих их толщ (см. гл. II). Некоторое представление о характере складчатости рифея дает профиль VI—VI (фиг. 7), проходящий через южный борт



Фиг. 5. Схематический разрез

1 — красные и желтые глины с гипсом (Tr); *2* — мергелистые и кремнистые алевролиты, песчаники, цитовые порфириты (D_2); *5* — туфогенные песчаники, конгломераты, подчиненные прослои кварце. кварцевые альбитофиры и их туфы ($D_{1-2}b$); *7* — порфириты, их туфы и туфоагломераты ($D_{1-2}b$); (Cm_3); *11* — метаморфические песчаники частью аркозовые, кварцитовые сланцы, филлиты, вые сланцы (Pt_1); *14* — лейкократовые

Прибалхашского прогиба, являющегося одновременно бортом Бурунтавского геоантиклинального поднятия. Последний здесь крайне сужен вследствие переработки его разрывными нарушениями, идущими из области Сарытумского грабена.

Отложения палеозоя на территории Бурунтавского геоантиклинального поднятия развиты совсем слабо. Они известны лишь в мульде Карабия, расположенной в центральной части поднятия и представляющей собой узкую, вытянутую в северо-западном направлении структуру, ориентированную согласно с простиранием докембрийского ложа. С юго-запада мульда ограничена разломом, срезающим ее южное крыло и отчетливо прослеживающимся на аэрофотоснимках. На последних хорошо виден след разлома, а также простирание гривок карбона, приходящих в непосредственный стык с образованиями протерозоя. Кроме того, разлом прекрасно доказывается геоморфологически, благодаря наличию резкого уступа в рельефе.

Северное крыло мульды частично уничтожено гранитами Каибского массива, сохранившаяся же его часть сложена образованиями девона (?) и карбона. Девон (?) залегает моноклинально, имея падение 60—70° на юг. Карбон также наклонен на юг под углами 20—30—35°. Таким образом, внутренняя структура выполняющих мульду образований чрезвычайно проста.

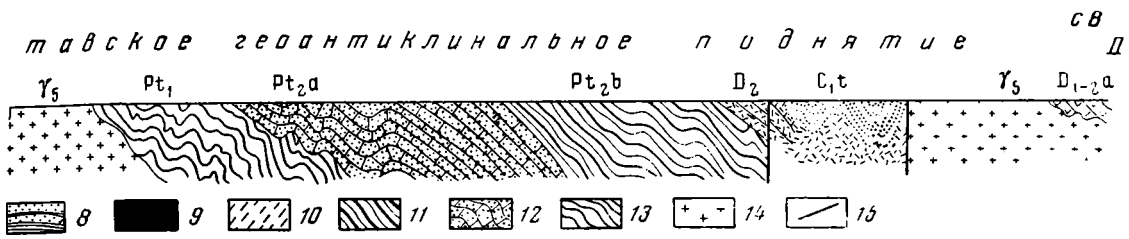
Переходим к описанию разрывных нарушений, наблюдающихся в пределах Бурунтавского геоантиклинального поднятия. Среди них может быть выделено несколько направлений.

Самыми крупными, имеющими наибольший размах, длину и значение, являются разломы северо-западного простирания. Один из них, как это указывалось выше, определяет собой юго-западную границу поднятия, отделяющую его от области центрального грабена. Он прослеживается непрерывно на расстоянии около 300 км и имеет несомненно первостепенное значение для описываемой структуры.

Кроме того, наблюдается ряд параллельных линий нарушения, располагающихся главным образом в юго-восточной части Бурунтавского геоантиклинального поднятия. К ним принадлежит, прежде всего, упоминавшийся выше разлом южной оконечности мульды Карабия, не ограничи-

вающийся областью указанной структуры, а прослеживающийся через массив Каиб далее на северо-запад. В юго-западном направлении разлом доходит вплоть до Каракамысского гранитного массива. Таким образом, общая протяженность его достигает 120 км.

Ряд более коротких сколов северо-западного направления наблюдается в уроч. Торткульсай (юго-восточная оконечность Каибского массива), рассекая здесь толщи протерозоя и архея. Некоторые из них теряются при входе в гранитный массив Каракамыс, самый же северный производит в нем



по линии II—II:

известняки (C_1t); *3* — красноцветные конгломераты и песчаники (D_3); *4* — порфиры, их туфы и давых порфиров ($D_{1-2}c$); *6* — туфогенные песчаники, андезитовые порфириты, кварцевые порфиры, *8* — песчаники и сланцы (O_2ll); *9* — гипербазиты (δ); *10* — метаморфические песчаники и сланцы кристаллические известняки (Pt_2b); *12*—кварциты и микрокварциты (Pt_2a); *13*— кварцево-хлоритограниты и аляскиты; *15* — разлмы

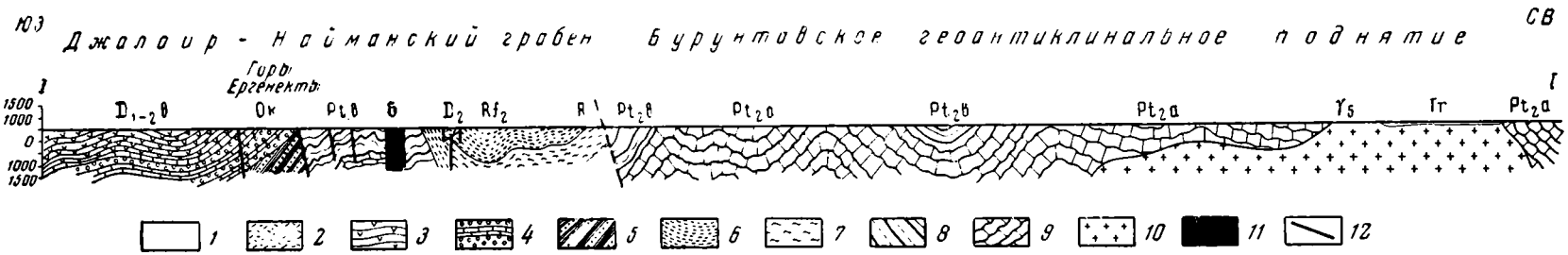
весьма ощутимое смещение, хорошо видимое на геологической карте. Протяженность этих разломов уже менее значительна и колеблется от 30 до 60 км.

Значительной протяженности северо-западные разломы наблюдаются также в узком клине протерозойских отложений юго-восточной оконечности Бурунтавского геоантиклинального поднятия. Образуя здесь ряд блоков, сдвинутых относительно друг друга, разломы эти уходят затем далее на юго-восток, в область Сарытумского грабена, имея, таким образом, протяженность свыше 100 км.

Степень обоснованности всех указанных нарушений в разных участках различна. Местами они отчетливо прослеживаются на аэрофотоснимках и доступны непосредственному наблюдению, а именно: ими срезаются мелкие складки, смещаются дайки в гранитных массивах, около них наблюдается стык различных возрастных комплексов, кроме того, они сопровождаются брекчиями трения, выходами родников. Все эти признаки позволяют с полной достоверностью устанавливать существование разрывных нарушений. На отдельных же участках линии их теряются и ведутся нами предположительно.

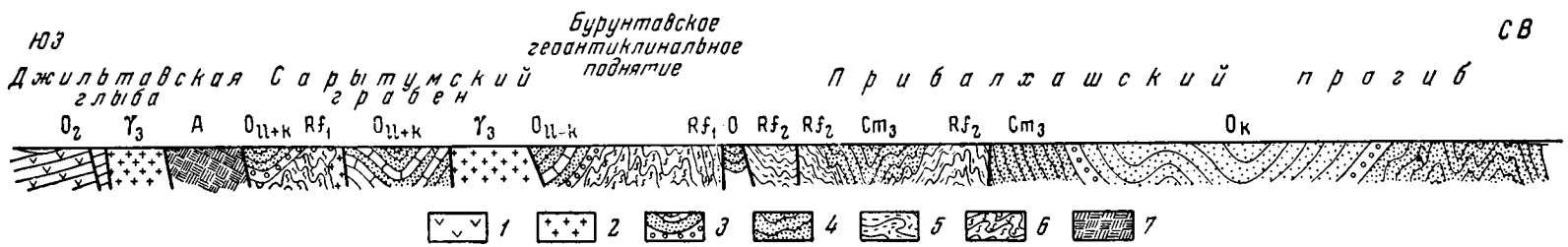
Следует отметить, что ряд разломов, обновленных в альпийское время, легко устанавливается геоморфологически, благодаря создаваемым ими уступам в рельефе. Таков разлом, идущий с южной стороны мульды Карабия. Таково большинство разломов юго-восточной оконечности Бурунтавского геоантиклинального поднятия.

Что касается краевого разлома, проходящего на границе поднятия и области центрального грабена, то на юго-востоке он является обновленным и чрезвычайно отчетливо выражается не только в рельефе, но легко прослеживается также по выходам родников. В северо-западной же части, где обновления разлома не было и где он завуалирован современными наносами, проследить его значительно труднее. Лишь проведенное детальное картирование позволило собрать ряд фактов, доказывающих существование разлома в этой части. К числу последних относятся: 1) срезание отдельных горизонтов и свит протерозоя в районе между Ергенектинским и Майтюкенским гранитными массивами, хорошо видимое на детальных геологических картах; 2) стык различных горизонтов девона и протерозоя севернее гор Агаш-



Фиг. 6. Схематический разрез по линии I—I:

1 — красные и желтые глины с гипсом (Tr); *2* — порфиры, их туфы и дацитовые порфириты (D_2); *3* — порфириты, их туфы и туфоагломераты (D_1b); *4* — конгломераты, песчаники, известняки (O_3k); *5* — песчаники и сланцы (O_2ll); *6* — яшмы (Rf_2); *7* — диабазовые порфириты (Rf_1); *8* — метаморфические песчаники, кварцитовые сланцы, филлиты, мраморы (Pt_2b); *9* — кварциты и микрокварциты (Pt_2a); *10* — лейкократовые граниты и аляскиты (γ_5); *11* — рассланцованные и соссюритизированные габбро и змеевики; *12* — разломы



Фиг 7. Разрез по линии VI—VI:

1 — кварцевые порфиры, их туфы (D_2); *2* — гранодиориты (γ_3); *3* — песчаники и сланцы, известняки (O); *4* — полимиктовые песчаники (Cm_3); *5* — яшмы, кристаллические известняки, песчаники (Rf_2); *6* — основные эффузивы: диабазы, мандельштейны, их туфы (Rf_1); *7* — метаморфические сланцы (A)

жейляу; 3) появление брекчий трения на границе рифея и протерозоя к северо-востоку от Ергенектинских гор.

Все это достаточно убедительно свидетельствует о существовании разлома. Тем не менее, хотя наличие его на этом отрезке и очевидно, мы сочли наиболее правильным по-разному отобразить на геологической карте юго-восточную — более отчетливую и обновленную его часть (сплошная линия) и северо-западную, где разлом постепенно угасает и становится погребенным (пунктир).

Такова система северо-западных разломов, которая, как мы увидим ниже, является наиболее древней и длительно живущей.

Весьма интересны также разломы широтного простирания, наблюдающиеся на территории Бурунтавского геоантиклинального поднятия и развитые главным образом в северной части описываемой структуры. Наиболее крупными из них являются разломы, ограничивающие с севера и юга Булаттавский гранитный массив и имеющие протяженность в среднем около 50 км. Разлом южного контакта начинается километрах в 15 к западу от родника Тасжарган. Затем, дугообразно изгибаясь, прослеживается к родникам Каракудук и далее к дороге, идущей на горы Булаттау. Таким образом, простирание его меняется от широтного на западе до СВ 40° в восточной половине. С ед разлома виден на аэрофотоснимках, фиксируется линзами окварцованных пород, системой родников с полосами зеленой растительности, а также отчетливо выступает на карте, вследствие резкого срезания кварцитов и зеленых сланцев протерозоя. Разлом северного контакта также весьма отчетлив и легко доказывается. Им срезаны почти под прямым углом выходы рифейских яшмо-кварцитов, а также многочисленные дайки Булаттавского массива, не прослеживающиеся по северную сторону разлома. Вдоль него наблюдаются явления милонитизации (особенно отчетливые в западной половине), обильные родники. Наконец, разлом отчетливо выражается геоморфологически, благодаря наличию уступа в южном поднятом плече его и обширной равнины с останцами древней коры выветривания в северном, опущенном блоке.

Ряд мелких широтного направления сколов наблюдается также в северной оконечности гор Булаттау, уже на грани Бурунтавского геоантиклинального поднятия и Сасырлыкского прогиба. Они приурочены здесь к толще девона, приводя в соприкосновение различные горизонты последнего. Местами линии их смещены более поздними нарушениями северо-восточного простирания.

Наконец, у юго-восточной оконечности Бурунтавского геоантиклинального поднятия, в южной части урочищ Шепшек-Базоба и Акжал наблюдается еще один разлом широтного направления, несколько раз ступенчато смещенный секущими его трещинами других направлений.

Следующая система сколов, уже меридионального направления развита на территории Бурунтавского геоантиклинального поднятия крайне слабо. Эти нарушения, обычно меньшие по величине, наблюдаются: 1) на юге, в районе Тюкенского гранитного массива, где они производят смещение краевого разлома, идущего по границе с областью центрального грабена; 2) на севере, в западной оконечности гор Булаттау. Доказательства их существования те же, что и предыдущих разломов — срезание мелких структур, приведение в соприкосновение разновозрастных горизонтов и пр.

Особо интересна система разломов северо-восточного простирания, сравнительно коротких, но необычайно отчетливых и ясных. Наиболее ярко они проявлены в юго-восточной части Бурунтавского геоантиклинального поднятия, в массиве Каиб, а также на северной окраине поднятия — в горах Булаттау и внутри Булаттавского гранитного массива.

В Каибском массиве разрывы указанного направления особенно многочисленны, причем некоторые из них заполнены жильными образовани-

ями, другие нет. Однако, независимо от этого, они легко устанавливаются по производимым ими смещениям даек и трещин других направлений.

Вообще следует отметить, что разломы северо-восточного простирания интересны именно тем, что они смещают дизъюнктивные нарушения других систем. Так, у северо-западного края массива Каиб разрывами этого направления рассечены и сдвинуты разломы, простирающиеся от могилы Карабия к северо-западу. В горах Булаттау они рвут и смещают линии сколов широтного направления. Все эти факты позволяют говорить уже о возрасте описываемых разломов — времени их заложения и моменте максимального проявления.

Подытоживая все сказанное о дизъюнктивных нарушениях Бурунтавского геоантиклинального поднятия, можно констатировать, что: 1) на территории этой структуры разломы развиты значительно; 2) все описанные дизъюнктивные нарушения легко укладываются в две сопряженные системы, а именно — взаимно пересекающие друг друга северо-западные и северо-восточные, а также меридиональные и широтные трещины.

Судя по взаимоотношениям этих нарушений и воздействиям их друг на друга, наиболее древними и ведущими являются разломы северо-западного направления; позже возникла система меридиональных и широтных сколов. Наконец, самыми молодыми оказываются разломы северо-восточного простирания, сдвигающие и нарушающие все остальные. Тем не менее, исходя из ряда фактов, собранных за пределами Бурунтавского геоантиклинального поднятия, а также из соображений о том, что возникновение трещин одного направления едва ли возможно без возникновения трещин, сопряженных с ними, следует полагать, что заложение разломов северо-западного и северо-восточного простираний произошло одновременно. Активное же воздействие северо-восточных разломов на северо-западные объясняется тем, что первые были обновлены в более позднее время.

Что касается системы меридиональных и широтных сколов, то их развитие прекратилось несколько ранее, причем, судя по наблюдениям в юго-восточной оконечности описываемой структуры, меридиональные подвижки были активны более длительное время, чем широтные.

ЧУЙСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Чуйское геоантиклинальное поднятие, расположенное в южной части исследованной территории и вытянутое в северо-западном направлении, представляет собой крупную, сложно построенную глыбово-складчатую структуру. От сопряженного с ним Джалаир-Найманского геосинклинального прогиба оно отделено линией глубинного разлома, также имеющего северо-западное простирание. В строении Чуйского поднятия участвуют три возрастных комплекса пород, а именно: докембрийские образования, слагающие его остов; девоно-каменноугольные отложения, создающие на фоне докембрия ряд весьма интересных структурных форм; наконец, мезокайнозойские осадки, выполняющие впадину Саксаул-Дала.

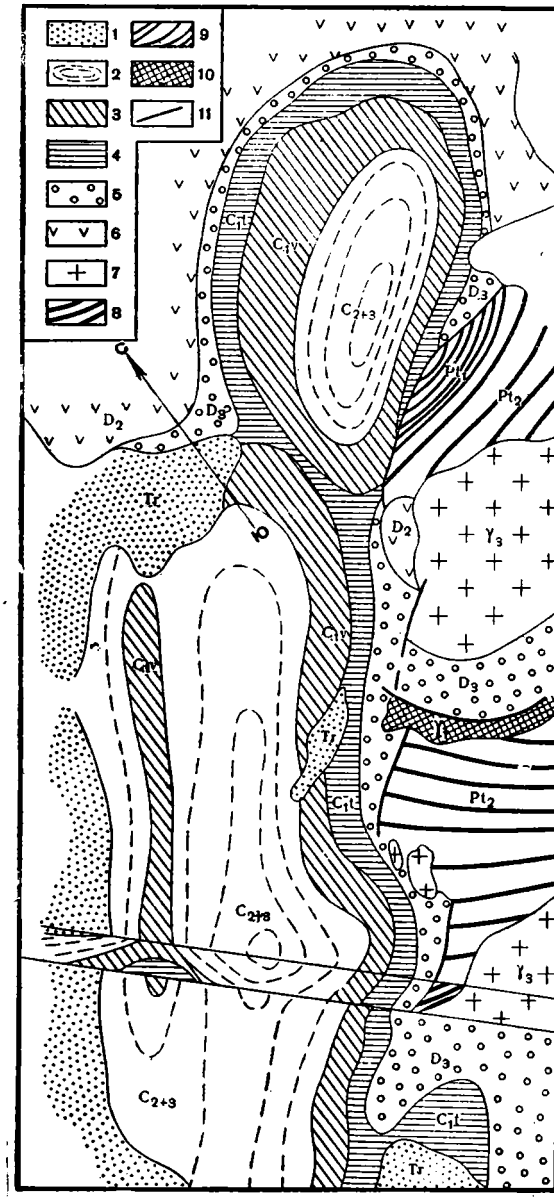
Докембрийский остов обнажается в северо-западной части Чуйского геоантиклинального поднятия и на крайнем юго-востоке, в горах Кандыктас. Последние расположены уже вне области наших исследований. Впадина Саксаул-Дала, занимающая центральное положение, но сложенная новейшими, рыхлыми отложениями, также выпала из поля наших работ. Описание ее можно найти в монографии К. В. Никифоровой (1960). Таким образом, в настоящей работе рассматривается лишь северо-западная часть интересующей нас крупной структуры.

Как указывалось в начале настоящей главы, в пределах изученной нами части Чуйского геоантиклинального поднятия могут быть выделены высту-

ны докембрийского фундамента (область так называемой Чуйской глыбы) и окружающие их прогнутые пространства, выполненные образованиями девона. Наконец, особым структурным элементом являются наложенные мульды, в строении которых главная роль принадлежит каменноугольным отложениям. Охарактеризуем кратко все выделенные тектонические формы.

Чуйская глыба имеет форму почти правильного прямоугольника, вытянутого в северо-восточном направлении и со всех сторон ограниченного разломами. На северо-востоке границей ее является крупный разлом, переходящий в надвиг отделяющий описываемое поднятие от области Джалаир-Найманского грабена. Характеристика и обоснование этого нарушения будут даны несколько дальше. На северо-западе Чуйская глыба ограничена разломом, отсекающим образования докембрия от девоно-каменноугольных осадков Тасбулакской мульды. Разлом имеет прерывистый характер и неоднократно кулисообразно смещается.

На юго-востоке, в районе гор Домбралытау и северо-западной оконечности Аксорской мульды хорошо фиксируется разлом северо-восточного простирания, ограничивающий Чуйскую глыбу. Им срезана складчатая структура докембрия, имеющая торцовое сочленение с верхнедевонскими и каменноугольными осадками, характеризующимися здесь северо-западным простиранием. След разлома прекрасно виден на снимках и отмечен уступом в рельефе.



Фиг. 8. Тасбулакская мульда:

1 — третичные отложения (Tr); *2* — нерасчлененная толща верхнего и среднего карбона (C_{2+3}); *3* — визейские отложения (C_1v); *4* — нижне- и верхнетурнейские отложения (C_1t); *5* — верхнедевонские отложения (D_3); *6* — отложения среднего девона (D_2); *7* — гранодиориты (γ_3); *8* — микрокварциты (Pt_2); *9* — зеленые сланцы (Pt_1); *10* — гранитогнейсы (γ_1); *11* — разломы

В юго-западном углу Чуйской глыбы разлом на поверхности не картируется и проведен нами условно. Однако в пользу его существования говорит обращающая на себя внимание прямолинейность границ верхнедевонских образований и Кендерлыкского гранитного массива, а также приуроченность к этой границе выходов архейских образований, имеющих характер растянутых линз (выхода в районе колодцев Тунлюкты и Кыргызбай).

Сложена Чуйская глыба преимущественно образованиями нижнего и верхнего протерозоя, образующего целую серию складок, изогнутых в виде причудливых петель и дуг. Простирания их сильно меняются; преобладающее значение имеют широтные азимуты.

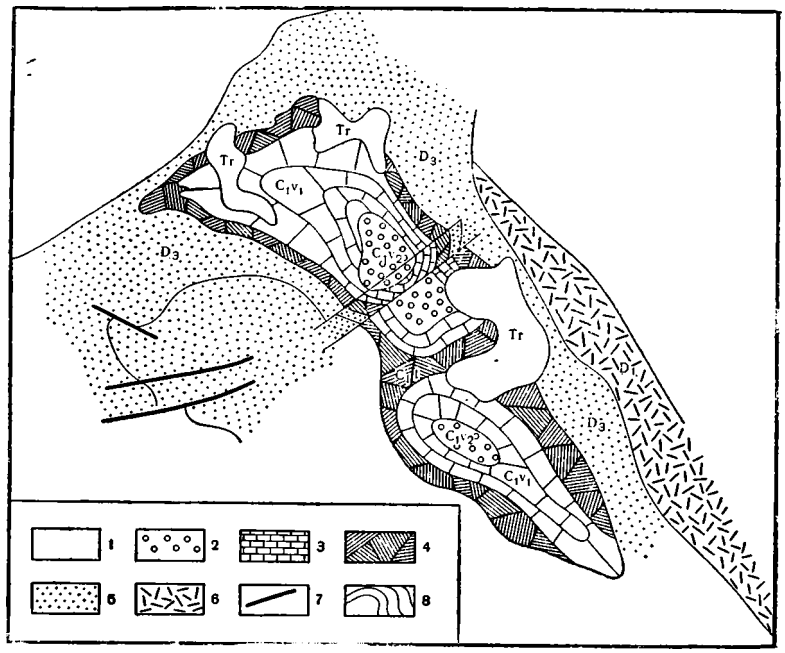
Внутренняя структура образований докембрия весьма сложна и характеризуется мелкой и интенсивной складчатостью. Особенно причудлива складчатость нижнего протерозоя, несколько спокойнее — верхнего его отдела. Однако, несмотря на столь напряженную складчатость, в докембрии Чуйской глыбы наподобие того, как это описывалось нами для Бурунтавского геоантиклинального поднятия, развиты сравнительно спокойные складчатые структуры типа крупных сводов. Один из таких «сводов» наблюдается к западу от гор Акбастау. Здесь хорошо видно ядро его, сложенное интенсивно сгофрированными породами нижнего протерозоя, и сравнительно спокойно падающие крылья, образованные верхнепротерозойскими толщами.

Некоторую роль в строении Чуйской глыбы играют также девоно-каменноугольные отложения. При этом эффузивные образования девона образуют здесь небольшое пятно у колодца Буденекудук, лишенное отчетливой структуры. Осадки же верхнего девона и карбона выстилают впадину Арысь. Последняя расположена у южного края Киинтасского гранитного массива и вытянута в виде полосы широтного простирания, достигающей в поперечнике 4—5 км. С юга впадина срезана разломом неправильно волнистого контура, начинающимся к востоку от родника Тасбулак и прослеживающегося далее через колодцы Арысь и Юалы. Разлом хорошо виден на аэрофотоснимках, производит отчетливое срезание структур и подчеркнут вытянутой вдоль него полосой развальцованных и огнейсованных пород протерозоя. Внутренняя структура девоно-каменноугольных осадков впадины Арысь характеризуется развитием брахикупольных структур, очень спокойных, но отличающихся непостоянством простираний и углов наклона.

Таково строение Чуйской глыбы. Укажем также, что незначительные по площади выходы докембрия известны на крайнем северо-западе Чуйского геоантиклинального поднятия, в районе сопок Жаман-Тюбе. Докембрийские образования вытянуты здесь в виде полосы северо-западного простирания и характеризуются четкой, выдержанной, сильно сжатой линейной складчатостью, обычно имеющей изоклинальный характер.

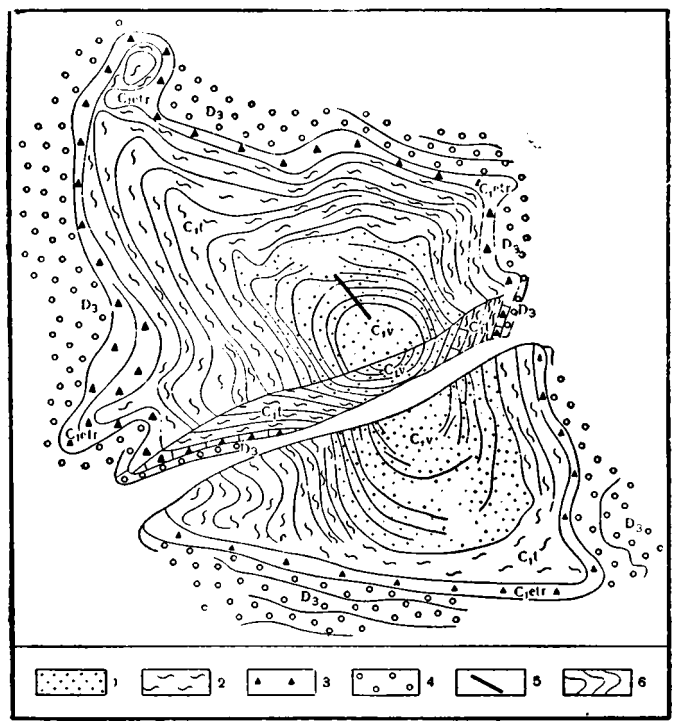
К юго-востоку и северо-западу от области Чуйской глыбы располагаются прогнутые участки Чуйского геоантиклинального поднятия, выполненные отложениями девона и карбона. Наиболее широко распространены здесь девонские образования, занимающие колоссальные пространства и представленные как вулканогенными, так и осадочными толщами. В областях развития их намечается спокойная брахискладчатая и купольная структура, менее ясная в вулканогенных породах, более отчетливая в осадочных. На фоне широких полей девона выделяются каменноугольные наложенные структуры, весьма характерные и разнообразные по своему строению. В первую очередь среди них привлекает внимание крупная Тасбулакская мульда, располагающаяся в северо-западной части Чуйского поднятия, затем ряд мульд южной части этой структуры, объединенных под общим именем «причуйских мульд». Остановимся на описании их несколько подробнее.

Тасбулакская мульда имеет характер узко вытянутой в северо-восточном направлении полосы, достигающей 100 км длины и 20—24 км ширины и поперечной по отношению к складчатости докембрия. На геологической карте и фиг. 8 отчетливо видно соотношение простираний докембрийских пород и осадков карбона, подходящих друг к другу под самыми различными, иногда почти прямыми углами. Создается впечатление, что описываемая структура приурочивается к узкому грабенообр-



Фиг. 9. Аксорская мульда:

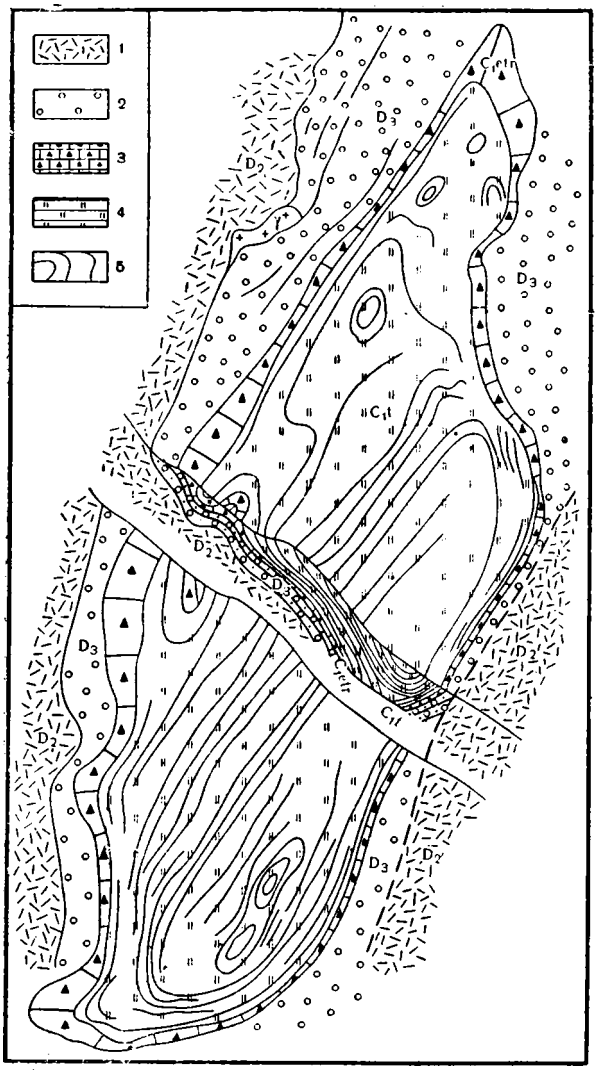
1 — третичные отложения (Tr); *2* — верхневизейские отложения (C_1v_2); *3* — нижневизейские отложения (C_1v_1); *4* — турнейские отложения (C_1t); *5* — отложения верхнего девона (D_3); *6* — нижнедевонские отложения (D_1); *7* — линии тектонических нарушений; *8* — структурные линии



Фиг. 10. Кишкинесорская мульда:

1 — визейские отложения (C_1v); *2* — турнейские отложения (C_1t); *3* — слои этрен (C_1etr); *4* — образования верхнего девона (D_3); *5* — линии тектонических нарушений; *6* — структурные линии

разному прогибу, возникшему в породах фундамента, позже заполненному отложениями карбона. Вдоль всего юго-восточного борта Тасбулакской мульды и в настоящий момент прослеживаются разрывные нарушения, отграничивающие ее от области Чуйской глыбы. Можно думать, что разрывы имеют место и в северо-западном крыле структуры, где они, одна-



Фиг. 11. Тогус-Гумалакская мульда:

1 — отложения среднего девона (D_2); *2* — отложения верхнего девона (D_3); *3* — слои этрен ($C_1etr.$); *4* — турнейские отложения (C_1t); *5* — структурные линии

ко, замаскированы покровом рыхлых отложений мезо-кайнозоя. Это тем более вероятно, что в этом участке работы велись не на основе аэрофотоснимков, а носили характер маршрутных исследований, лишенных какой бы то ни было топографической основы.

Внутренняя структура Тасбулакской мульды изучена недостаточно детально, но, судя по материалам Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1948),

а также М. И. Александровой (Александрова и Борсук, 1955), частично Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова, здесь наблюдается следующая картина. Антиклинальной перемычкой, сложенной турнейскими известняками, мульда разделена на две части. Северная часть, меньших размеров (30 ×20 км), имеет форму почти правильного эллипса. Юго-восточное крыло ее более крутое, с углами падения, достигающими 60 и 70°; северо-западное — сильно выположено, с падением пород в 20—25°. Южная часть, бóльшая по площади, осложнена дополнительной, но также пологой складчатостью, хорошо видимой на профиле, врезанном в приводимую схему. Вследствие этого в северо-западном крыле появляется неширокое куполообразное поднятие, сложенное образованиями визе. Юго-восточное крыло мульды лишено каких бы то ни было усложнений, но наклонено более круто, обусловливая некоторую асимметрию структуры.

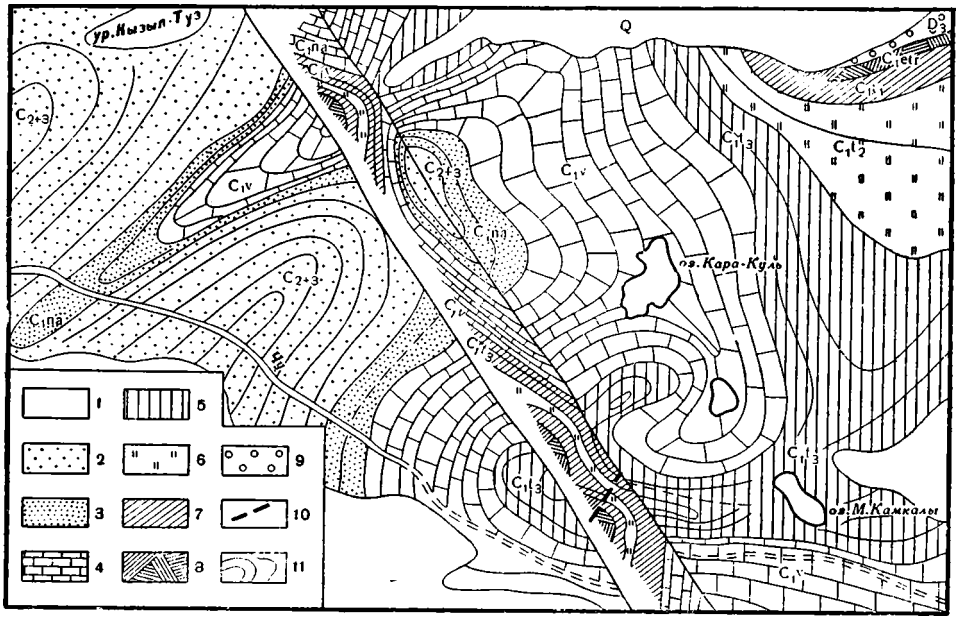
Таким образом, мы имеем здесь дело с очень простыми и спокойными складчатыми формами, резко отличными от складчатости окружающих докембрийских образований.

Причуйские мульды расположены к югу и юго-востоку от Чуйской глыбы. Под этим названием М. И. Александрова и Б. И. Борсук в 1955 г. описали Аксорскую, Қишкинесорскую и Тогус-Гумалакскую мульды, а также Қаракульскую, Қызылтузскую и Жапракскую. Последняя из них на значительной территории оказывается перекрытой образованиями мезо-кайнозоя.

Строение перечисленных мульд изображено на приводимых ниже схемах, заимствованных нами из работы этих авторов (фиг. 9—13). Мы видим, что очертания мульд обычно изометричные (Қишкинесорская и Қаракульская структуры), или удлиненные (Аксорская, Тогус-Гумалакская). Для некоторых мульд (Аксорская) весьма характерны внутренние антиклинальные перемычки. Часто наблюдается также мелкая, осложняющая крылья, складчатость (Тогус-Гумалакская, Қаракульская мульды), прекрасно видимая на местности, благодаря выраженным в рельефе кольцеобразным грядам, и отображенная на врезанных в схемы профилях. Следует отметить, что мелкая складчатость бывает не только продольной, но и поперечной. Так, поперечные синклинальные и антиклинальные перегибы наблюдаются в Қишкинесорской мульде и хорошо видны на фиг. 10.

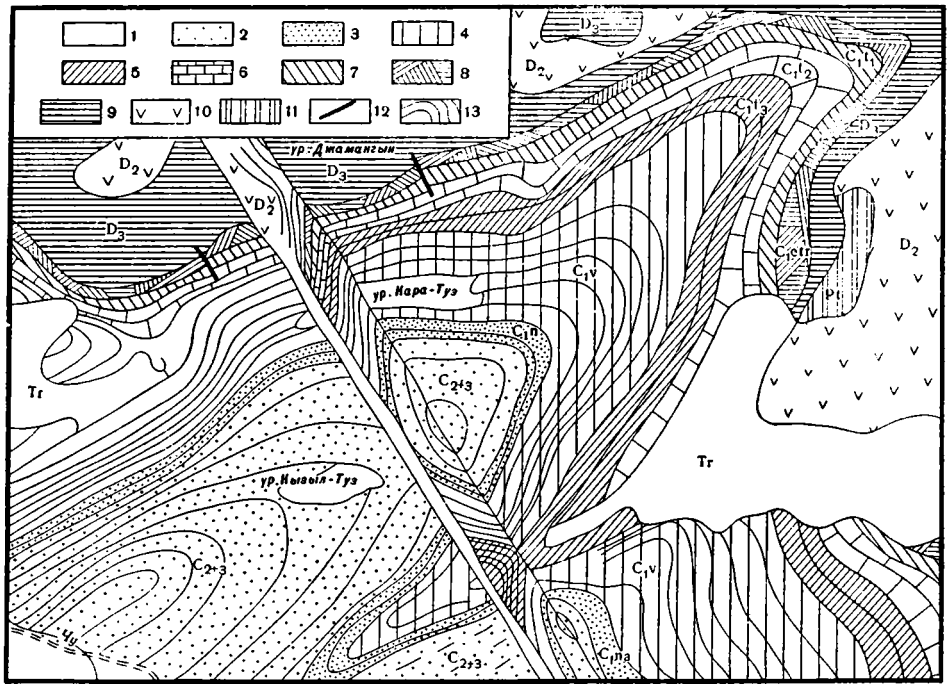
Характерна асимметрия строения описываемых структур, особенно отчетливо выступающая в Тогус-Гумалакской мульде, где углы падения в северо-западном крыле колеблются от 18 до 35°, а в юго-восточном достигают 50—60°. Подобная же картина характерна для Қаракульской и Қызылтузской мульд, причем в последней наиболее пережатым оказывается северо-западное крыло, в котором, по данным М. И. Александровой и Б. И. Борсука, наблюдается неравномерный наклон отдельных горизонтов: углы падения нижних пластов достигают 70—85°, верхних — не превышают 25—35°. Создается ложное впечатление угловых несогласий, обусловленных как бы выжиманием отдельных пластов.

Наконец, необходимо отметить существование ряда разрывных нарушений, осложняющих описываемые мульды и обычно приуроченных к их крыльям. Такие нарушения имеют место в Тогус-Гумалакской структуре, как бы зажатой между двумя разрывами северо-восточного направления, одним явным и другим предполагаемым. Вероятно, подобные нарушения существуют также и в Қызылтузской мульде. Сильная пережатость северо-западного крыла, нарушенность его мелкими поперечными сколами, а также прямолинейность и угловатость контуров всей структуры в целом позволяют говорить о наличии здесь скрытых или погребенных разломов. Подобные нарушения несомненно имеют место и в других мульдах. Так, очевиден скрытый разлом вдоль северо-восточного крыла Жапракской структуры, отграничивающий ее от области Чуйской глыбы и описанный нами



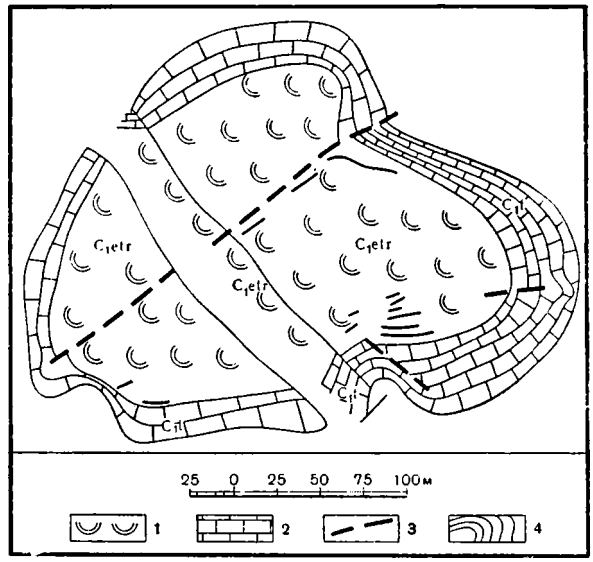
Фиг. 12. Каракульская мульда:

1 — наносы (Q); *2* — отложения верхнего и среднего карбона (C_{2+3}); *3* — намюрские отложения (C_1n); *4* — визейские образования (C_1v); *5* — верхнетурнейские образования (C_1t_3); *6* — среднетурнейские образования (C_1t_2); *7* — нижнетурнейские образования (C_1t_1); *8* — слои этрен (C_1 etr); *9* — образования верхнего девона (D_3); *10* — разрывы; *11* — структурные линии



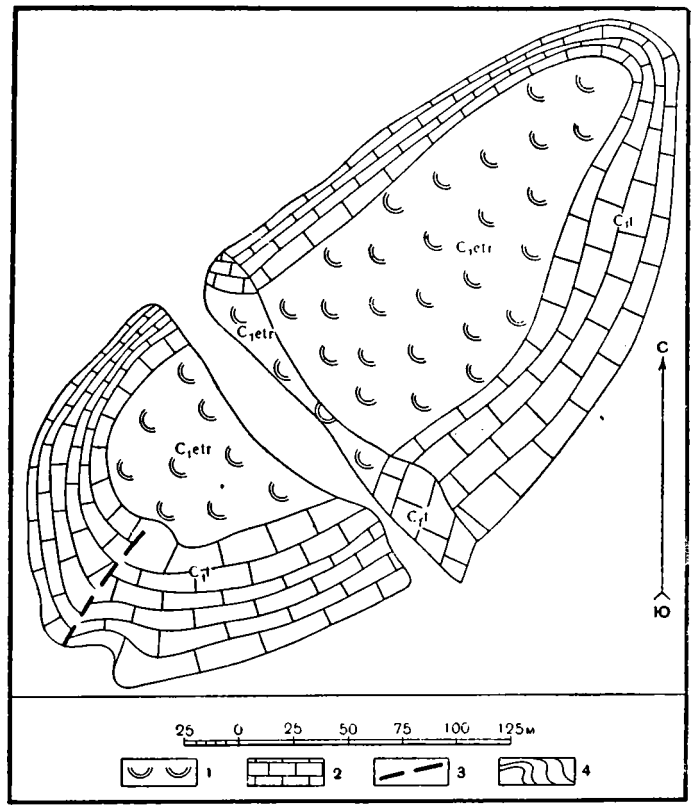
Фиг. 13. Кызылтузская мульда:

1 — третичные отложения (Tr); *2* — образования верхнего и среднего карбона (C_{2+3}); *3* — намюрские отложения (C_1na); *4* — визейские отложения (C_1v); *5* — верхнетурнейские отложения (C_1t_3); *6* — среднетурнейские отложения (C_1t_2); *7* — нижнетурнейские отложения (C_1t_1); *8* — слои этрен (C_1etr.); *9* — образования верхнего девона (D_3); *10* — образования среднего девона (D_2); *11* — протерозой (Pt); *12* — разрывы; *13* — структурные линии



Фиг. 14. Казангапская брахиантиклиналь:

1 — слои этрен (C_1etr.); *2* — турнейские отложения (C_1t); *3* — тектонические разрывы; *4* — структурные линии

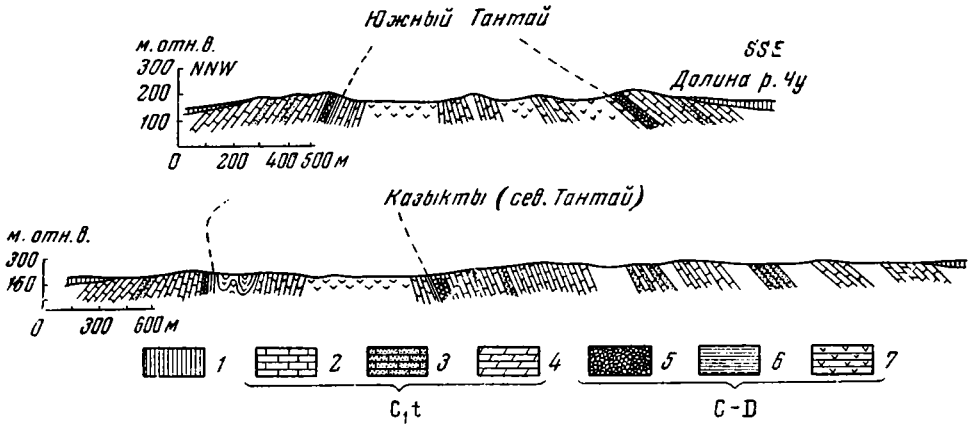


Фиг. 15. Каракшинская брахиантиклиналь:

1 — слои этрен (C_1etr.); *2* — турнейские отложения (C_1t); *3* — тектонические нарушения; *4* — структурные линии

ранее [1]. Наконец, необходимо указать на крупные и чрезвычайно резко проявленные разломы, обрамляющие с северо-запада и северо-востока Аксорскую мульду. Один из них, имеющий северо-восточное простирание и уже упоминавшийся выше, является одновременно краевым разломом Чуйской глыбы. Другой, ориентированный в северо-западном направлении, отчленяет друг от друга две такие крупные структурные единицы, какими являются Чуйское геоантиклинальное поднятие и область центрального грабена.

Все это указывает на весьма существенную роль разрывных нарушений в строении Причуйских наложенных мульд, само появление которых, очевидно, обусловлено наличием разломов в подстилающем цоколе.

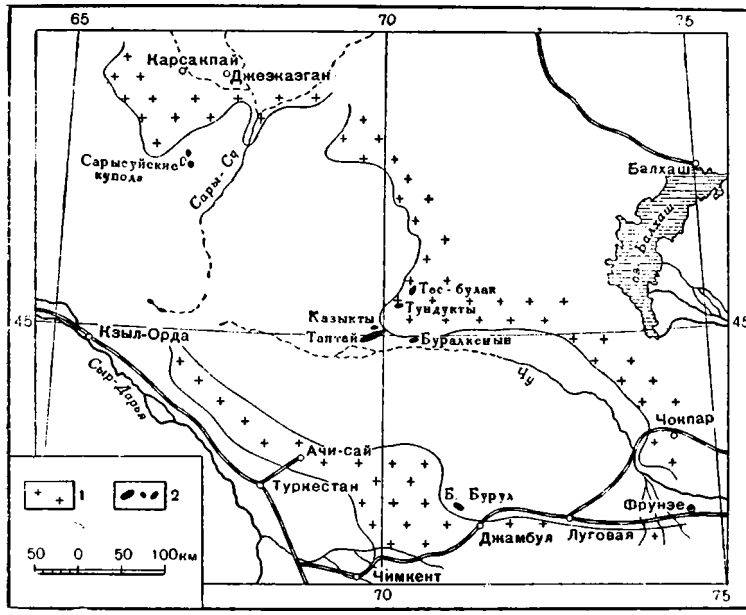


Фиг. 16. Разрезы через брахискладки Южный и Северный (Казыкты) Тантай. Составлены Н. С. Зайцевым, 1948 г.:

1 — глины (Mz); *2* — известняки (C_1t); *3* — песчаники (C_1t); *4* — кремнистые известняки (C_1t); *5* — брекчированные известняки (C — D); *6* — гипсоносные глины (C — D); *7* — гипсы (C — D)

Наряду с наложенными мульдами, представляющими собой отрицательные структурные формы в отложениях верхнего палеозоя Чуйского геоантиклинального поднятия, известны также антиклинальные структуры. Среди них могут быть указаны располагающиеся в крайнем юго-западном углу прилагаемой геологической карты мелкие брахиантиклинали: Казангапская, Тантайская, Куаральская, Кентаральская и Буранкенынская. Часть из них впервые была описана Н. С. Зайцевым, часть — М. И. Александровой и Б. И. Борсуком. Ниже мы и приводим заимствованные из работ указанных исследователей (фиг. 14, 15 и 16) схемы и профили некоторых из перечисленных структур. Последние обычно имеют форму округлых или удлиненных брахиантиклинальных складок. Местами они осложнены дополнительной мелкой складчатостью и разрывными нарушениями. Характерны резкие изменения углов наклона пластов, колеблющиеся от пологих до крутых, вертикальных, а иногда даже тупых (в случае запрокинутых складок). Чрезвычайно существенно наличие в ядрах брахиантиклинальных складок толщи гипсов, собственно и обусловливающих собой указанные осложнения. Хотя резко выраженных явлений, типичных для диапиризма большой амплитуды, здесь нет, все же описываемые складки несомненно представляют собой диапировые структуры, аналогичные известным по литературе Сарысуйским куполам, располагающимся к югу от Карсакпая, как это следует из статей Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского (1944). Ука-

[1] Имеется в виду разлом, идущий вдоль юго-западного края Кендырлыкского гранитного массива.



Фиг. 17. Схема расположения структур с палеозойскими гипсами в районах, тяготеющих к Чуйской депрессии (по Н. С. Зайцеву):

1 — схематические контуры сплошного развития палеозойских пород; *2* — структуры с гипсами

занные авторы отмечают также, что появление мелких брахиантиклинальных структур связано с областью погружения палеозойских складчатых сооружений под осадки Чуйской депрессии. Ими составлена схема распространения аналогичных купольных форм в близлежащих областях (фиг. 17), т. е. устанавливается целая провинция развития хемогенных осадков в пределах южной окраины Бет-Пак-Далы.

Таким образом, специфика описанных положительных структур и ограниченность их распространения обусловлена определенными тектоническими условиями.

Переходим к характеристике дизъюнктивных дислокаций Чуйского геоантиклинального поднятия, которые частично были уже разобраны нами попутно с описанием отдельных структур. Наибольшее значение среди них имеет система северо-западных и северо-восточных сколов.

Самым крупным и важным нарушением северо-западного направления является краевой разлом, отделяющий Чуйское геоантиклинальное поднятие от области центрального грабена. В пределах исследованной нами территории он прослеживается на расстоянии свыше 200 км, затем исчезает под рыхлыми накоплениями мезо-кайнозоя впадины Саксаул-Дала. Вновь с линией его мы встречаемся на крайнем юго-востоке, в районе гор Кандыктас, находящемся уже за пределами наших работ. Укажем, что описываемый разлом не имеет прямолинейного направления, а характеризуется извилистым, местами ступенчатым рисунком. Это связано с длительностью жизни этого нарушения, весьма древнего по времени заложения (см. гл. II), и на протяжении своего существования не раз обновлявшегося и менявшего характер.

Линия краевого разлома, разделяющего две принципиально отличные друг от друга области, отличающиеся одна от другой как полнотой стратиграфических разрезов, так и общей тенденцией развития, проводится нами следующим образом. Разлом начинается у западной рамки планшета (см.

фиг. 1) в районе сопок Жаман-Тюбе, где отделяет толщу рифея от ордовика. Являясь в этом участке почти согласным с простиранием пород, он тем не менее улавливается по аэрофотоснимкам, вследствие срезания отдельных горизонтов указанных возрастных комплексов, а также хорошо прослеживается на местности, благодаря наличию уступа в рельефе. Здесь нарушение имеет характер взброса с поднятой южной и опущенной северной частью.

Далее, в области Чуйской глыбы, краевой разлом становится особенно отчетлив и резок, рассекая образования протерозоя почти вкрест простирания и приводя их в соприкосновение с толщами девона области Джалаир-Найманского грабена. На этом отрезке, вдоль него наблюдается не только вертикальное, но и горизонтальное смещение слоев типа надвига. Указанное явление весьма наглядно выступает при изучении геологической карты, так как в связи с движениями, шедшими с юго-запада на северо-восток, протерозойские образования Чуйской глыбы оказываются надвинутыми на территорию Джалаир-Найманского грабена и перекрывают отложения ордовика и девона. Максимальное смещение, достигающее 10—15 км, наблюдается при этом в северо-восточном углу Чуйской глыбы, где докембрий как бы наползает на нижний девон, образуя фестончатый уступ. На местности хорошо видно, что докембрийские образования занимают здесь более высокие гипсометрические уровни по сравнению с девонскими отложениями, которые ими подмяты и перекрыты. В фронтальной части надвига отмечается сильная раздробленность пород, появление брекчий трения, широких зон окварцевания; местами наблюдались зеркала скольжения, падающие на юго-запад. В месте изгиба линии надвига на юго-запад возникает ряд дополнительных мелких разрывных нарушений различных направлений, создающих интенсивно дробленую зону в северной части так называемой Аксорской каменноугольной структуры.

Напомним, что именно в этих местах, т. е. в области, названной нами Чуйской глыбой, Д. И. Яковлев (1941_2) описывал крупные шарьяжи, обусловившие собой, по его мнению, «лоскутное» строение этой части Бет-Пак-Далы. Позже, Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской (1948), занимавшимися детальным картированием района колодца Тасбулак и окружающих пространств, эти шарьяжи были полностью упразднены. Говорить о покровных структурах, связанных с передвижением крупных масс земной коры на значительные пространства [1], у нас также нет никаких оснований. Но срыв протерозойских образований Чуйской глыбы и передвижение их к северо-востоку на расстояние около 10—15 км с сопутствующим подминанием образований ордовика и девона кажется нам очевидным.

Юго-восточнее области Чуйской глыбы линия краевого разлома после ряда мелких смещений вновь обретает прямолинейную северо-западную направленность. От северо-восточной окраины Аксорской каменноугольной структуры разлом прослеживается по границе нижне- и верхнедевонских отложений на протяжении около 50 км, далее скрываясь под новейшими отложениями впадины Саксаул-Дала. След разлома прекрасно виден на аэрофотоснимках, сопровождается возникновением оперяющих трещин, а также появлением кварцевых жил, дающих обильные россыпи. Характер нарушения здесь не вполне ясен. Но скорее всего это сброс с опущенным южным и поднятым северным крылом.

Из сказанного следует, что краевой разлом, отделяющий Чуйское геоантиклинальное поднятие от области центрального грабена, представляет собой весьма сложное и неоднотипное нарушение, менявшее свою направленность и характер в течение геологического времени. Забегая несколько вперед, укажем, что нарушение это, первоначально относительно прямолинейное и имевшее, очевидно, характер сброса, заложилось в начале кемб-

[1] Д. И. Яковлев допускал перемещение до 70 км.

рия и существовало, временами обновляясь, на протяжении всего палеозоя. Надвиговые же перемещения вдоль него, в отрезке Чуйской глыбы, возникли лишь в последнюю фазу герцинской орогении, обусловив тот фестончатый рисунок линии нарушения, который был описан нами выше.

К разломам северо-западного направления относится также уже охарактеризованный ранее разлом юго-западной оконечности Чуйской глыбы, в значительной мере завуалированный проникновением гранитных масс. Сюда же должны быть причислены мелкие сколы, наблюдающиеся в крыльях некоторых каменноугольных мульд.

Переходя к характеристике разломов северо-восточного простирания, укажем, что, в первую очередь, к ним должны быть отнесены разломы, оконтуривающие Чуйскую глыбу. Так как они уже были описаны и обоснованы выше, мы позволим себе ограничиться лишь некоторыми незначительными добавлениями.

Несомненно, одним из основных дизъюнктивных нарушений северо-восточного направления является разлом северо-западного края Чуйской глыбы, отсекающий почти под прямым углом докембрийские образования последней и отделяющий их от каменноугольных отложений Тасбулакской мульды. В настоящее время этот разлом, неоднократно сдвинутый, прослеживается лишь отдельными фрагментами, однако анализ фактического материала дает основание думать, что некогда он представлял собой одну из ведущих тектонических линий района. Во-первых, вдоль него также, вероятно, происходили горизонтальные подвижки, сопутствовавшие надвиганию Чуйской глыбы на область Джалаир-Найманского грабена. Во-вторых, начиная с ордовика (см. гл. III), этот разлом протягивался далее на северо-восток и шел на соединение с разломом, ограничивавшим с юго-востока Акдолинское поперечное антиклинальное поднятие, по которому имело место внедрение гранитоидов. Таким образом, это была крупная глубинная зона северо-восточного простирания, прослеживавшаяся через территорию всей Бет-Пак-Далы и имевшая значительное влияние на историю ее развития.

К группе северо-восточных нарушений должны быть отнесены также разломы, ограничивающие Тогус-Гумалакскую каменноугольную мульду и предполагаемый скол вдоль северо-западного крыла Кызылтузской структуры.

Таким образом, наибольшее развитие в Чуйском геоантиклинальном поднятии имеет система сопряженных между собой разломов северо-западных и северо-восточных простираний. Среди разломов других направлений наиболее существенным является широтный разлом, проходящий вдоль южного борта впадины Арысь. Мы уже кратко охарактеризовали его при описании строения Чуйской глыбы. Добавим к этому, что вдоль указанной линии также, очевидно, имели место горизонтальные движения, сопутствующие главному надвигу Чуйской глыбы. В пользу этого свидетельствует чрезвычайно интенсивная гофрировка образований протерозоя, наблюдающаяся к югу от линии описываемого разлома в отрезке, зажатом между ним и разломом юго-восточной оконечности Чуйской глыбы, а также появление здесь огнейсованных и метасоматически измененных пород. Видимо, все указанные явления были вызваны скольжением северной части Чуйской глыбы вдоль линии описываемого нарушения.

Заканчивая на этом описание Чуйского геоантиклинального поднятия, укажем, что оно представляет собой, следовательно, типичную глыбово-складчатую структуру. Глыбовое строение фундамента отчетливо выступает в областях выхода его на поверхность. В участках же, где он скрыт под плащом образований герцинского времени, оно сказывается на строении чехла, образующего наложенные структуры. Возникновение последних также тесно связано с разрывной тектоникой.

ЗАПАДНО-БАЛХАШСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб, выполненный образованиями рифея и палеозоя, представляет собой крупную структуру, протягивающуюся от побережья оз. Балхаш далее на северо-запад. Длина его превышает 450 км, ширина 100—150 км. На севере, по линии так называемого Атасуйского разлома прогиб граничит с Атасу-Моинтинским геоантиклинальным поднятием, на юге — нормально сочленяется с Бурунтавским геоантиклинальным поднятием. В центральной части, как это указывалось выше, он осложнен поперечным антиклинальным поднятием, получившим название Акдолинского.

Акдолинское антиклинальное поднятие

Акдолинское поперечное антиклинальное поднятие имеет характер пологого свода, ширина которого достигает около 50 км. Оно сложено в основном образованиями рифея. Последние или непосредственно выходят на поверхность, как, например, в горах Булаттау, или скрыты под тонким плащом эффузивов девона, выступая среди них в виде отдельных неправильной формы пятен. Кроме того, значительную роль в строении поперечного поднятия играют интрузии герцинских гранитоидов. Некоторые из них изометричны, другие имеют удлиненную форму, как, например, массив Матыр-Тюбек, образующий вместе с массивом Булаттау, заходящим в пределы Акдолинской структуры из области Бурунтавского геоантиклинального поднятия, четко ориентированную в северо-восточном направлении полосу. Обращает на себя внимание, что в пределах этой полосы широко развиты разрывные нарушения северо-восточных румбов, образующие в совокупности значительную зону дробления. Последняя намечает направление некогда существовавшего здесь разлома, протягивавшегося в северо-восточном направлении и в настоящий момент частично завуалированного проникновением гранитных интрузий. Разлом этот является частью того крупного глубинного нарушения северо-восточного простирания, которое было охарактеризовано нами при описании Чуйской глыбы.

Наличие Акдолинского антиклинального поднятия и ограничивающего его с юго-востока крупного разлома обусловливает собой обособление в пределах Западно-Балхашского геосинклинального прогиба двух частных прогибов — Сасырлыкского и Прибалхашского.

Сасырлыкский и Прибалхашский прогибы

Два указанных прогиба характеризуются широкой изометричной формой с отношением длины к ширине как 2 : 1 (см. фиг. 2). Они выстланы породами рифея, обнажающимися в бортовых частях их, в центре выполнены образованиями палеозоя. При этом осадки нижнего палеозоя (кембрий, ордовик), а также силур распространены преимущественно в Прибалхашском прогибе и совсем отсутствуют или дают незначительные выходы в Сасырлыкском. Образования же девона, особенно среднего, представленного эффузивными породами, а также нижнего карбона развиты чрезвычайно широко как в том, так и в другом прогибе. Такое соотношение нижне- и среднепалеозойских образований является одной из характерных черт рассматриваемых структурных единиц и всего Западно-Балхашского геосинклинального прогиба в целом, отличающей его от области центрального грабена, где соотношения оказываются как раз обратными. Поэтому при дальнейшем описании мы сосредоточим главное внимание на характеристике структурных форм, сложенных образованиями этого возраста, в частности, на характеристике широко развитых здесь наложенных мульд, выполненных каменноугольными осадками, и остановимся лишь кратко на характере складчатости более древних отложений.

Складчатость рифея была разобрана нами при характеристике Бурунтавского и частично Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий. При этом было отмечено, что несмотря на наличие в образованиях этой системы узких изоклинальных форм с резко изменчивыми простираниями, достаточно отчетливо противопоставляющихся сравнительно простой и спокойной складчатости протерозоя, в целом структурный план этих возрастных комплексов мало разнится друг от друга. Действительно, рифейские отложения, как это хорошо видно в бортовых частях Сасырлыкского прогиба, согласно облекают выступы Бурунтавского и Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий, о чем можно судить по линиям простираний их, отображенных на геологической карте (см. фиг. 1), и на основании аэрофотоснимков. Осадки кембрия, наблюдавшиеся лишь в юго-восточной части Прибалхашского прогиба, также оказываются сложенными в ряд крутых антиклинальных и синклинальных складок, представление о которых дает профиль VI—VI (см. фиг. 7). Эти складки дополнительно осложнены мелкой, весьма интенсивной, изоклинальной складчатостью с углами падения крыльев от 70—80 до 90°. Таким образом, складчатость кембрийской толщи по напряженности близка к рифейской, отличаясь от нее лишь выдержанностью простираний и отсутствием сложных виргаций.

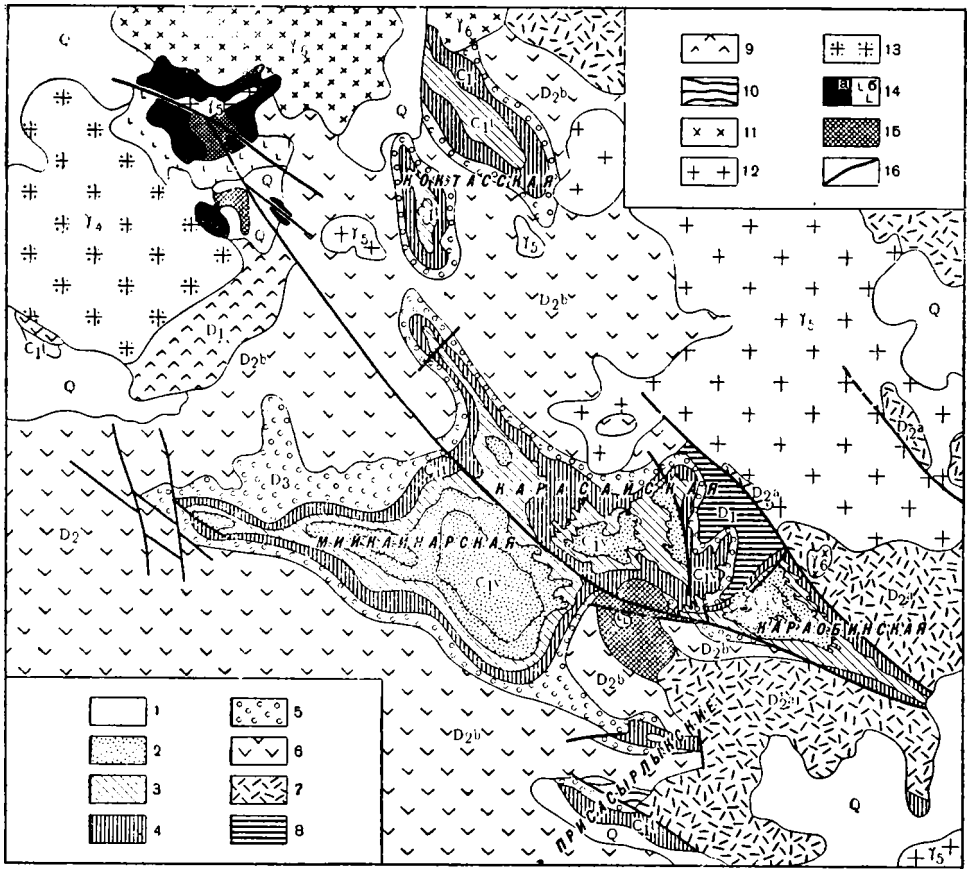
Образования ордовика и силура, также приуроченные преимущественно к Прибалхашскому прогибу, образуют уже довольно спокойные, лишенные дополнительной гофрировки складки с углами падения от 40 до 50°.

Внутренняя структура вулканогенных образований девона, слагающих обширные пространства как в Сасырлыкской, Прибалхашской, так и Акдолинской структурах, расшифровывается с трудом, так как о залегании их, как и вообще о залегании большинства вулканогенных толщ, судить довольно сложно. Тем не менее, на основании аэрофотоснимков, а также отдельных замеров и наблюдений, можно сделать вывод, что этим толщам свойственна простая, лишенная каких бы то ни было усложнений, широкая складчатость с падением крыльев от 30 до 45°. Иначе обстоит дело с нижним карбоном, от которого местами в структурном отношении неотделимы также верхи девона. Этими отложениями выполнены упоминавшиеся выше наложенные мульды, имеющие много общего с мульдами Чуйского антиклинального поднятия и, как правило, достаточно сложно построенные. Остановимся на описании некоторых из них более подробно.

Мийкайнарская мульда, названная так М. И. Александровой и Б. И. Борсуком, впервые описавшими ее (1955), расположена в центральной, наиболее прогнутой части Сасырлыкского прогиба. Эта причудливых очертаний структура, вытянутая в широтном направлении, имеет довольно сложное строение, давшее повод указанным авторам именовать ее мезосинклинорием. При работах Казахстанской экспедиции ГИН и ИГЕМ АН СССР мы собрали дополнительный материал, позволяющий подробнее охарактеризовать особенности этой, чрезвычайно интересной структуры.

В связи со складчатостью выполняющих Мийкайнарскую мульду девонокаменноугольных осадков, наличием антиклинальных перемычек, а также секущих крупных разломов в ней может быть выделен ряд более мелких частных мульд, а именно: так называемая Караобинская, Карасайская и собственно Мийкайнарская (фиг. 18). Караобинская мульда, имеющая форму треугольника, располагается на крайнем юго-востоке. С северо-западной стороны она отделена от остальной части описываемой структуры узкой антиклинальной перемычкой, сложенной турнейскими известняками и осложненной разломом. С северо-востока и юга мульда также ограничена разломами, более крупными, представляющими собой часть дизъюнктивных нарушений, рассекающих всю Мийкайнарскую структуру в целом.

В пределах Караобинской мульды эти разломы приурочены к границе эффузивной толщи D_2a и осадочного комплекса D_3 — C_1, который, таким об-



Фиг 18. Схема геологического строения Мийкайнарской мульды.
Составила Н. Г. Маркова:

1 — четвертичные отложения (Q); *2* — песчано-алевролитовая свита (C_1v); *3* — розовые мергели (C_1t); *4* — известняки (C_1t); *5* — красноцветные конгломераты, песчаники (D_3); *6* — липаритовые порфиры и их туфы (D_2b); *7* — дацитовые порфиры и их туфы (D_2a); *8* — песчаники, кремнистые сланцы, туффиты (D_1); *9* — порфириты андезитовые и их туфы (D_1); *10* — диабазовые порфиры, их туфы (Rf_1); *11* — граниты позднегерцинские (γ_6); *12* — граниты раннегерцинские (γ_5); *13* — граниты девонские (ν_4); *14* — ультраосновные (*а*) и основные (*б*) породы; *15* — вторичные кварциты; *16* — разломы

разом, оказывается зажатым между обширными полями жестких вулканических масс. Этим обстоятельством и объясняется, вероятно, чрезвычайно интенсивная складчатость выполняющих Караобинскую мульду осадков, прекрасно прослеживающаяся на снимках и схематично изображенная на прилагаемой схеме (см. фиг. 18).

Наиболее интенсивно смята песчано-алевролитовая толща визе, образующая серию складок, обычно наклоненных на северо-запад. Складки сильно сжаты и сопровождаются мелкими продольными разрывами, как правило, располагающимися на крыльях. Иногда наблюдаются поперечные сколы небольшой амплитуды. Осадки турне смяты несколько менее интенсивно. Горизонт розовых мергелей дает, впрочем, также весьма причудливую складчатость. Но известняки, представляющие собой породы более массивные, смяты проще. Лишь у самой линии разлома они образуют мелкие, широтного простирания складки с углами падения, доходящими до 90°.

Карасайская мульда, расположенная в северной части Мийкайнарской структуры, ограничена с северо-востока и юго-запада линиями разломов,

протягивающимися сюда из района Караобы. Вследствие складчатости слагающих ее осадочных толщ она может быть подразделена на ряд более мелких структурных форм. Так, наличие антиклинальной перемычки, сложенной турнейскими известняками в западной части Карасайской мульды, обусловливает собой появление двух дополнительных синклиналей, выполненных мергелями турне и песчано-сланцевыми образованиями визе. Намечается также третья неполная синклиналь, заполненная визейскими породами и оборванная с востока разломом.

Разлом, имеющий северо-северо-западное простирание и протяженность 15 км, отчетливо виден на снимках. Он также хорошо прослеживается на местности и отмечен выходом ряда ключей.

Восточнее наблюдается поднятие оси структуры, вследствие чего из-под нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложений появляются осадки нижнего девона. Последние образуют две сравнительно спокойные антиклинальные складки, открывающиеся в северо-восточном направлении и замыкающиеся на юге. Протяженность их очень незначительна, так как вскоре они срезаются разломом.

Что касается внутренней структуры выполняющих Карасайскую мульду осадочных отложений, то здесь наблюдается та же закономерность, что и для описанного выше Караобинского прогиба. Известняки турне смяты сравнительно спокойно, лишь у линий дизъюнктивных нарушений они приобретают дополнительную мелкую складчатость и гофрировку. Турнейские же мергели и отложения визе дают более сложный складчатый рисунок, о чем можно судить по зубчатым очертаниям их границ на прилагаемой схеме (см. фиг. 18).

Наконец, собственно Мийкайнарская мульда, занимающая всю западную часть одноименной крупной структуры, отличается сравнительной простотой строения. Она вытянута в направлении, близко к широтному, при этом наиболее расширенная ее часть располагается на востоке и выполнена образованиями визе. Последние имеют вначале северо-западное простирание, затем меняют его на широтное, что вызывает образование узкого языка, отходящего от главной части мульды.

Западнее, после широкой и пологой антиклинальной перемычки, сложенной мергелями турне, вновь наблюдаются выходы визейских отложений, образующих здесь небольшую, почти округлую синклинальную складочку. Южное крыло последней нарушено сколом, представляющим собой часть целой системы разрывов, располагающихся у западной оконечности описываемого прогиба, взаимно пересекающих и сдвигающих друг друга.

Что касается внутренней структуры осадков Мийкайнарской мульды, то она сравнительно спокойна. Дополнительная мелкая складчатость здесь, конечно, наблюдается, но она весьма полога и не имеет характера узкой, сжатой складчатости, развитой в описанных выше мульдах. Лишь около главной линии разлома, идущей от Караобинской мульды, в структуре каменноугольных отложений наблюдаются некоторые осложнения, легко улавливаемые на аэрофотоснимках и выражающиеся в зубчатых линиях среза отдельных горизонтов.

Такова в общих чертах складчатая структура Мийкайнарской мульды в целом. Что касается дизъюнктивных нарушений, то они играют в строении последней весьма существенную роль. Основным разломом здесь является разлом северо-западного направления, проходящий через центральную часть рассматриваемой структуры и прослеживающийся далее, уже за ее пределами, вплоть до массива Куу. Общая протяженность разлома около 95 км.

Существование этого разлома подтверждается следующими фактами.

1. Он срезает южное крыло Караобинской и Карасайской мульд и северное крыло Мийкайнарской мульды.

2. У западного окончания разлома, близ района Шалгии, среди девонских образований наблюдаются выходы габбро и появление вторичных кварцитов. Те же явления вторичного окварцевания и вторжение штоков габбро зафиксированы на южном крыле Мийкайнарской структуры.

3. Вдоль линии разлома наблюдается интенсивное рассланцевание, развальцевание и изменение пород. Так, в районе Шалгии порфиры девона интенсивно рассланцованы и превращены в порфироиды, а габбро серицитизировано и серпентинизировано. То же в южном крыле Мийкайнарской структуры, где габбро сильно изменено, а среди кварцитов встречаются неизмененные участки пород нижнего карбона и девона, по которым прошло окварцевание.

4. Интересно указать на наличие многочисленных мелких разрывов широтных и северо-западных простираний, отходящих от линии главного разлома. Некоторые из них показаны на наших картах. Это, например, широтный разлом, проходящий к югу от Қарасайской мульды, а также два северо-западных скола в районе Шалгии. Другие же, более мелкие, на карту не нанесены. Важно отметить, что около этих перисто-отходящих разломов наблюдаются многочисленные смещения и нарушения прорезаемых ими пород.

Таким образом, разлом обосновывается достаточно убедительно. К этому можно добавить, что характер складчатости девоно-каменноугольных осадков, интенсивность которой увеличивается при приближении к линии описываемого нарушения, также свидетельствует в пользу существования разлома.

Второй разлом, северо-западного направления, прослеживающийся по северо-восточной окраине Мийкайнарской структуры, имеет протяженность около 40 км. Он прекрасно виден на аэрофотоснимках и легко фиксируется на местности вследствие резкого понижения рельефа на окраине возвышенностей, сложенных порфирами девона, а также наличия широкой лощины, вытянутой вдоль отложений карбона.

В той части, где разлом рассекает Қараобинскую мульду, в породах карбона наблюдается сильное окварцевание. Нередки также брекчии трения. В области Қарасайской структуры разломом отсечена северная часть ориентированных в меридиональном направлении складок девона и приведены в соприкосновение различные горизонты последнего. Наконец, вдоль всей линии нарушения наблюдается резкая складчатость и рассланцовка выполняющих мульду осадков.

Оба описанные основные разломы, сближенные на юго-востоке и расходящиеся в виде раструба на северо-западе, сжимают и сдавливают восточную часть Мийкайнарской структуры. При этом наиболее сжатой оказывается Қараобинская мульда, менее интенсивно — Қарасайская, на западную же — Мийкайнарскую они почти не оказывают влияния. Естественно, что такое сжатие не может не отразиться на внутренней структуре выполняющих мульды осадков. Действительно, из изложенного выше материала видно, что наиболее интенсивная складчатость характерна именно для пород Қараобинского участка. Следующее место занимает Қарасайский прогиб, располагающийся в более расширенной части. Наконец, самые спокойные формы дает собственно Мийкайнарская мульда.

Что касается остальных разломов, более мелких, как, например, меридиональный разлом внутренней части Қарасайской мульды, а также системы секущих и сдвигающих друг друга сколов западного окончания Мийкайнарской структуры, то о них уже говорилось достаточно, и мы позволим себе больше на этом вопросе не останавливаться.

Итак, подытоживая все сказанное, отметим, что роль разрывных нарушений в Мийкайнарской структуре чрезвычайно велика. Они обусловливают и определяют собой не только ее конфигурацию, но также и внутреннюю структуру выполняющих толщ.

Джаильминская мульда расположена в пределах Сасырлыкского прогиба на крайнем северо-западе исследованной территории. На прилагаемой геологической карте (см. фиг. 1) показана лишь южная ее часть. Однако, благодаря работе Е. А. Соколовой (1958), занимавшейся изучением выполняющих мульду девоно-каменноугольных образований, мы имеем возможность осветить ее строение на всей территории наших исследований.

Форма Джаильминской мульды, как это видно на приводимой схеме, составленной Е. А. Соколовой, неправильно изометрична (фиг. 19). Она вытянута в западно-северо-западном направлении, и имеет сравнительно пологое (падение пород 30—45°) южное и крутое (падение достигает 70°) северное крыло. Характерно, что в южном крыле не наблюдается никаких дополнительных складчатых дислокаций, северное, наоборот, изобилует ими. Так, здесь могут быть выделены три дополнительные антиклинальные структуры — Алкеадырская, Караджальская и Кулынская.

Первая из них, Алкеадырская, располагающаяся на крайнем северо-западе, отличается асимметрией строения. Ядро ее сложено вулканогенными породами нижнего и среднего девона[1], западное крыло — осадками франского и фаменского ярусов. Восточное же крыло отсутствует совсем. Таким образом, описываемая структура является как бы прислоненной к наблюдающимся здесь выходам протерозоя, появление которых и обусловило собой ее образование.

Следующая антиклиналь, Караджальская, располагается юго-восточнее Алкеадырской. Отделяющий ее от последней синклинальный прогиб, выполненный песчанистым комплексом фаменского яруса, сильно сокращен проходящей здесь серией разломов северо-западного простирания. Собственно Караджальская антиклиналь построена весьма несложно и имеет форму почти правильного овала, в ядре которого выходит свита вулканогенных пород нижнего — среднего девона.

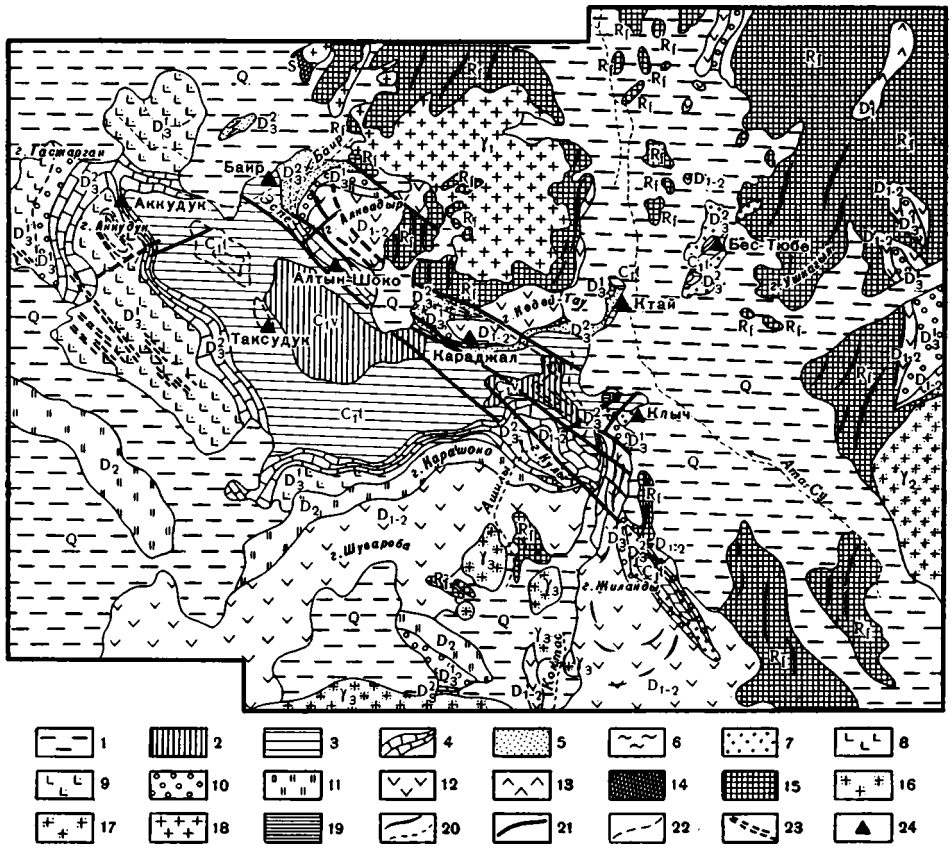
После довольно обширного синклинального прогиба, выполненного образованиями визе, располагается следующий и последний антиклинальный купол, названный Е. А. Соколовой Кулынским. Этот купол, сдвинутый и рассеченный почти пополам разломом, в ядре сложен также вулканическими образованиями D_{1-2}, а на крыльях осадками фамена, представленными здесь уже не песчанистыми, а известковыми породами.

Интересно указать, что, помимо описанных складчатых структур, в северном крыле Джаильминской мульды наблюдаются многочисленные дизъюнктивные нарушения северо-западного простирания. Они представляют собой, как это указывалось при описании Атасу-Моинтинского антиклинория, продолжение крупного Атасуйского разлома, здесь постепенно затухающего и распадающегося на целую систему параллельных или постепенно сходящихся сколов меньшей амплитуды. Протяженность их внутри Джаильминской мульды достигает в среднем 50 км. Помимо разрывов северо-западного простирания, здесь наблюдаются почти перпендикулярные или северо-восточные сколы.

К сожалению, в работе Соколовой не освещено взаимоотношение дизъюнктивов двух указанных направлений. Но судя по другим участкам Бет-Пак-Далы, в частности по району Бурунтавского антиклинория, можно думать, что северо-восточные разломы моложе северо-западных.

Факты, подкрепляющие существование указанных разломов, весьма многочисленны. Это прежде всего нарушение, срезание и передвижка отдельных частных структур, примером чего может служить антиклиналь гор Кулы. Во-вторых, это стык разновозрастных толщ, наблюдающийся например, в северной части антиклинали Алкеадыр, где благодаря разлому на простирание протерозоя попадает альбитофировая свита D_{1-2}, а также

[1] Возраст дается по данным Е. А. Соколовой. Нашу интерпретацию см. в гл. III.


г. Гастаган
Аккудук
г. Аккудук
Байр
Алтын-Шоко
Таксудук
Караджал
Ктай
Бас-Тобе
Клыч
г. Карашоко
г. Шуваройа
г. Миланды
Ащису
Ащису
Ащису

северо-восточнее гор Кулы, где поперечной подвижкой приведены впритык породы фаменского яруса, с одной стороны, и турне и визе, с другой. Весьма показательно также наличие сильно измененных и окварцованных пород и брекчий трения, прослеженных в выработках. Наконец, интересно присутствие многочисленных гипабиссальных тел, главным образом диорито-порфиритового состава, появляющихся в зонах разломов.

Все указанные факты прекрасно наблюдаются в многочисленных шурфах, буровых скважинах и других выработках, заложенных в северном крыле Джаильминской структуры. В ряде случаев может быть определена даже амплитуда смещений, достигающая, по данным Е. А. Соколовой, как правило, десятков, а в отдельных случаях и сотен метров.

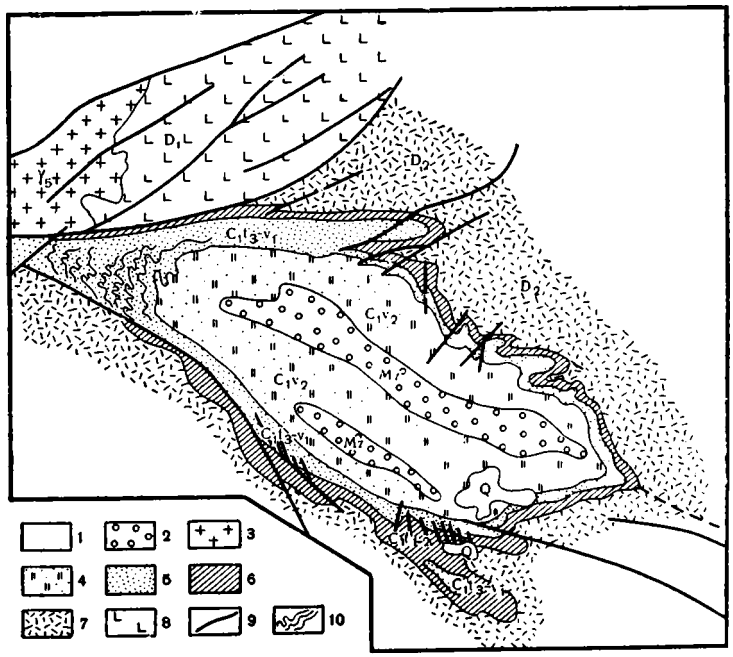
К сожалению, Е. А. Соколова при своих исследованиях не уделила достаточного внимания наблюдениям над внутренней структурой отдельных горизонтов и толщ вблизи линий описываемых разломов. Тем не менее, в связи со сделанным ею общим замечанием относительно большей крутизны залегания пород девона и карбона в области северного крыла, по сравнению с южным, мы можем предполагать, что подобно тому, как это имело место в области изученной нами Мийкайнарской структуры, в Джаильминской мульде, вблизи линий сколов и в зажатых между ними узких клиньях наблюдается весьма сложная и причудливая складчатость, отличная от складчатости, характерной для тех же горизонтов в более спокойных участках.

Что касается дизъюнктивных нарушений южного крыла Джаильминской мульды, то в нем также наблюдается ряд трещин северо-западного простирания, некоторые из которых имеют довольно значительную протяженность. Однако никакими подвижками и перемещениями они уже не сопровождаются, представляя собой в полном смысле слова только трещины, в чем и заключается их главное отличие от разломов северного крыла.

Таким образом, резюмируя все сказанное, следует отметить, что Джаильминская мульда, во-первых, построена значительно проще Мийкайнарской, которая, как мы видели, состоит из ряда самостоятельных структур, в свою очередь обладающих достаточно сложным строением. Во-вторых, главной ее особенностью является асимметрия строения, т. е. резкое отличие южного крыла и центральной части, лишенных каких бы то ни было усложнений, от северной половины, характеризующейся дополнительной складчатостью и многочисленными, довольно значительной амплитуды, разломами. Это различие структурных особенностей Джаильминской мульды подчеркивается также различием фаций и мощностей девоно-каменноугольных толщ обоих крыльев, как это подробно обосновано Е. А. Соколовой (см. гл. II).

Такая специфика строения рассматриваемой структуры, по мнению Е. А. Соколовой, находит объяснение в том, что северное крыло мульды располагается в подвижной и весьма активной зоне, изобилующей разломами. Добавим, что эти разломы представляют собой продолжение регионального Атасу-Моинтинского разлома, фиксирующего собой сочленение двух крупных и разнородных структур: Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия и Сасырлыкского прогиба. Остальная часть мульды, располагающаяся в удалении от этой мобильной области, имеет резко отличное строение.

К ы з ы л к и н г и р с к а я м у л ь д а приурочена к западному краю Прибалхашского прогиба, несогласно наложенному на северный борт Бурунтавского геоантиклинального поднятия, что хорошо видно по резкому срезанию линий простирания докембрия, отложениями девона и карбона (см. фиг. 1). Таким образом, Кызылкингирская мульда представляет собой как бы межструктурное образование, часть которого расположена в области Бурунтавского геоантиклинального поднятия, а часть в зоне Прибалхашского прогиба.



Фиг. 20. Схема геологического строения Кызылкингирской мульды (составлена по материалам Э. К. Вильцинга, В. А. Шурыгина, М. Г. Попова и др.):

1 — наносы (Q); *2* — галечники (Mz); *3* — граниты герцинские (γ_5); *4* — зеленые песчаники (C_1v_2); *5* — серые известковые песчаники, а также кремнистые известняки и мергели. Обильная фауна (C_1t_3 — v_1); *6* — вишневые песчаники с линзами и прослоями известняков (C_1t_{1-2}); *7* — кислые эффузивы (D_2); *8* — андезитовые порфириты, их туфы, прослои кислых эффузивов (D_1); *9* — разломы; *10* — структурные линии

Своеобразна грушевидная форма структуры с узким оттянутым западным концом и резко расширенной северо-восточной частью. Западное окончание ее ограничено четкими разрывными нарушениями, хорошо видимыми на аэрофотоснимках. Они расходятся в виде раструба в юго-восточном направлении, определяя этим в значительной мере общую конфигурацию мульды (фиг. 20).

Следует отметить, что в расположенной между разломами западной, наиболее сжатой части структуры образования карбона чрезвычайно интенсивно дислоцированы, часто сгофрированы в мелкие изоклинальные складки, отчетливо выступающие на аэрофотоснимках. Углы падения пород здесь резко изменчивы, то возрастают до 70—80°, то падают до 35—40°.

В восточной части структуры залегание карбона гораздо более спокойно. Мелкая складчатость и гофрировка отсутствуют. Зато появляются мелкие поперечные сколы, по которым происходит сдвигание отдельных частей северо-восточного крыла. Последнее обстоятельство обусловливает собой мелкофестончатый рисунок этой части структуры. Таким образом, разломы накладывают отпечаток не только на общую конфигурацию, но и на внутреннее строение Кызылкингирской мульды, структура которой тесно связана, а в ряде случаев и обусловлена ими.

Мы позволим себе не давать описания всех остальных каменноугольных мульд, приуроченных к области Западно-Балхашского геосинклинального прогиба. Нам кажется, что разобранных примеров достаточно для того, чтобы сделать вывод о значительном своеобразии этих структур. Первое, что

обращает на себя внимание,—это резко наложенный характер этих мульд, располагающихся то в центральных частях прогиба (Мийкайнарская), то на крыльях его (Джаильминская), то представляющих собой межструктурное образование (Кызылкингирская). Второе заключается в том, что все перечисленные выше мульды являются отрицательными структурными формами. Положительных структур, сложенных каменноугольными образованиями, подобных описанным для Чуйского геоантиклинального поднятия, на территории Западно-Балхашского геосинклинального прогиба мы не знаем.

Наконец, третье — это ведущая роль разрывных нарушений в формировании описываемых структур, обусловливающих собой как внешние очертания, так и внутреннюю складчатость последних. Вероятно, именно разломы и являются первопричиной их заложения.

ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ГРАБЕНА

Переходим к описанию области центрального грабена, этого основного и весьма своеобразного структурного элемента, обусловливающего собой специфику всей изученной нами области.

Наличие крупных региональных разломов в этой части Голодной степи впервые было отмечено Д. И. Яковлевым, наметившим здесь особую зону, названную им Джалаир-Найманской зоной смятия. Этим наименованием, составленным из названий двух казахских племен, живших на территориях, находящихся на противоположных концах этой зоны, автор хотел подчеркнуть необычайную протяженность и выдержанность ее. Считая необходимым сохранить уже твердо вошедшее в литературу наименование, данное Яковлевым, с нашей точки зрения, правильнее называть Джалаир-Найманскую зону не зоной смятия, а зоной разломов, так как, судя по детальным исследованиям последних лет, проводившимся на основе аэрофотоснимков и вскрывшим все своеобразие этого участка, ведущая роль в нем принадлежит именно дизъюнктивным, а не пликативным дислокациям.

Весьма существенно, что в течение значительного отрезка времени эта зона представляла собой глубокий прогиб, в котором накапливалась мощная толща осадков, принадлежащая рифею, кембрию, ордовику и нижнему девону. Докембрийские образования играют здесь ничтожную роль, осадки среднего, верхнего девона и нижнего карбона — также.

Таким образом, мы видим, что Джалаир-Найманская зона, протягивающаяся в виде узкой ленты между Чуйским и Бурунтавским геоантиклинальными поднятиями, в строении которых участвуют главным образом докембрийские образования и от которых она отделена линиями глубинных разломов, представляет собой в сущности типичный грабен.

При необычайной длине Джалаир-Найманского грабена, прослеживающегося в пределах территории наших исследований на расстоянии свыше 600 км, ширина его сравнительно невелика и колеблется в среднем от 25 до 30 км, лишь местами раздуваясь до 50—55 км (в районе бассейна р. Жидели, а также к западу от Джильтавского гранитного массива).

В юго-восточном направлении происходит усложнение этой структуры вследствие ответвления от нее северного рукава, названного нами Сарытумским грабеном. Последний отделен от собственно Джалаир-Найманского грабена так называемой Джильтавской глыбой, охватывающей область одноименного гранитного массива, а также северную часть Чу-Илийских гор.

Помимо краевых разломов, отграничивающих Джалаир-Найманский и Сарытумский прогибы (или область центрального грабена) от территорий Чуйского и Бурунтавского геоантиклинальных поднятий, внутри каждого из них располагается целая система сложно разветвляющихся и пересе-

кающихся между собой более мелких разрывных нарушений. Они подразделяют всю рассматриваемую область на ряд узких клиньев, придающих ей своеобразное мозаичное строение.

Остановимся на описании области центрального грабена несколько подробнее, охарактеризовав отдельно главный Джалаир-Найманский прогиб, отходящий от него Сарытумский рукав и разделяющую их Джильтавскую глыбу.

Джалаир-Найманский грабен

Уже по самому названию видно, что основная роль в строении данной области принадлежит разрывным нарушениям. Поэтому именно с них мы начнем свое описание.

Характерно, что простирание не только Джалаир-Найманского грабена и ограничивающих его краевых разломов, но также и всех внутренних нарушений, имеет северо-западное направление. Некоторую, весьма ничтожную роль играют сколы северо-восточных румбов. Дизъюнктивных нарушений других направлений мы здесь не наблюдали.

Протяженность и амплитуда отдельных разломов резко различны. Некоторые из них чрезвычайно выдержаны и прослеживаются непрерывно на сотни километров; они производят серьезные нарушения в прорезаемых ими породах. Другие ограничиваются лишь десятками километров и почти не меняют структуры окружающих толщ.

Разломы или прямолинейны, или извилисты и волнисты. В результате раздвоения отдельных разломов и многократных пересечений их между собой, описываемая область оказывается интенсивно раздробленной и разбитой на ряд глыб и клиньев различной конфигурации и формы. Это мозаичное строение Джалаир-Найманского грабена отчетливо выступает на профилях II, I, VI и IV (см. фиг. 5, 6, 7 и 33), причем на трех первых, захватывающих также область Бурунтавского геоантиклинального поднятия, видно резкое изменение общей структуры области при переходе от одного из названных элементов к другому.

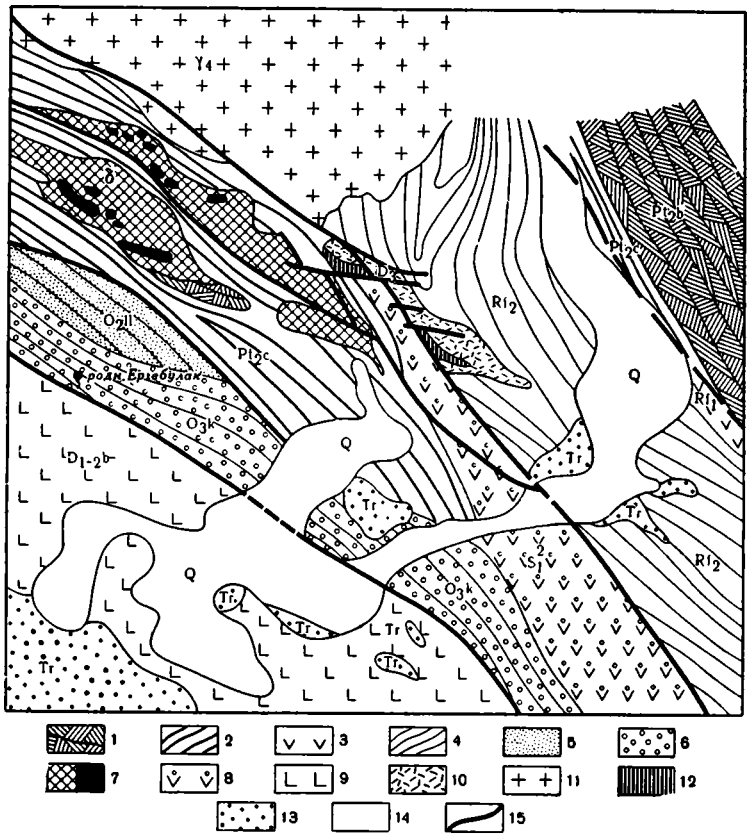
Для лучшей характеристики разрывных нарушений Джалаир-Найманского грабена разберем несколько наиболее ярких примеров проявления их в участках, обследованных нами или детально описанных другими исследователями.

Ряд разломов, расположенных параллельно друг другу, был изучен нами при работах 1950 г. в районе гор Ергенекты (северо-западная часть Джалаир-Найманского грабена). Фиг. 21 дает представление о их расположении, характере и производимых ими нарушениях.

Северный разлом, проходящий через Ергенектинский гранитный массив, легко фиксируется по зоне милонитизации, детально изученной О. С. Полквой. На юго-востоке разлом срезает отложения девона, нижнего и верхнего рифея, причем хорошо видно, как грядки яшм, отображенные на схеме структурными линиями, упираются в разлом под острым углом. Кроме того, с этим нарушением связан отчетливый уступ в рельефе; поднятой при этом оказывается область развития протерозойских отложений, гранитный массив приурочивается к пониженной части. Интересно отметить, что описываемый разлом в ряде мест рассечен и смещен небольшими широтными подвижками.

Второй к югу разлом, представляющий собой ответвление от первого, проходит по южную сторону массива габбро, сильно измененного под его воздействием — рассланцованного, развальцованного, местами превращенного в змеевики.

Третья линия разлома, след которой прекрасно виден на аэрофотоснимках, приводит в соприкосновение отложения протерозоя и ордовика, одновремен-



Фиг. 21. Схема разломов гор Ергенекты. Составила Н. Г. Маркова, 1950 г.:

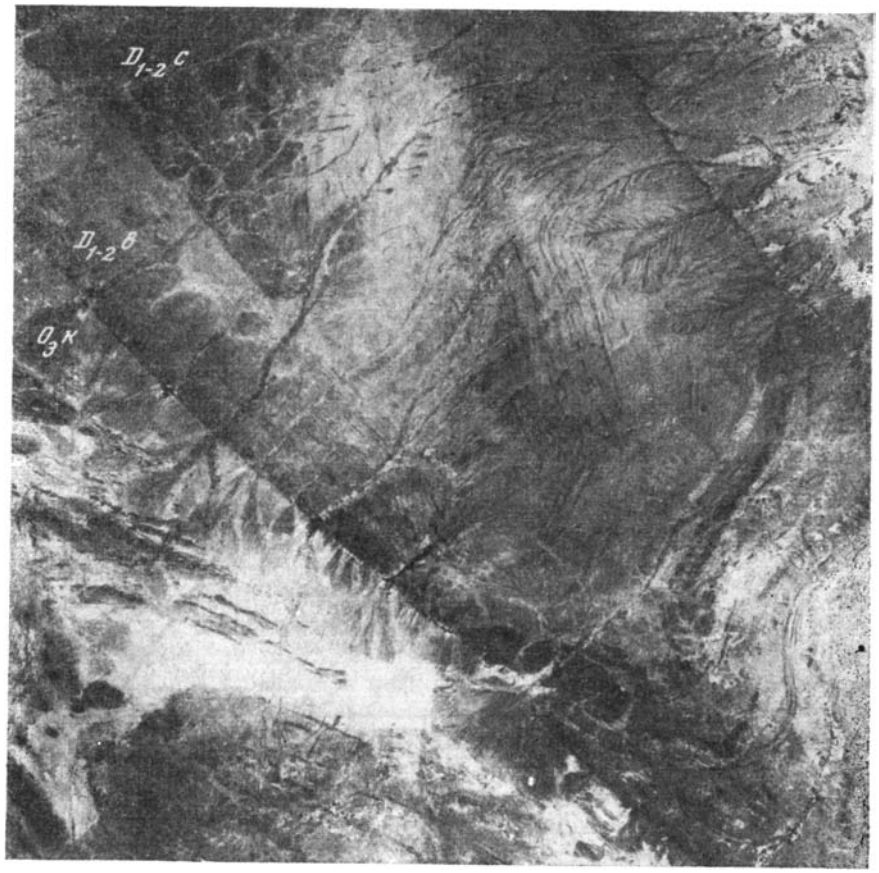
1 — белые микрокварциты (Pt_2b); *2* — серые кварциты, метаморфические песчаники, известняки; филлиты (Pt_2a); *3* — диабазовые порфириты и их туфы (Rf_1); *4* — яшмы (Rf_2); *5* — песчаники и сланцы (O_2ll); *6* — конгломераты, песчаники, линзы известняков (O_3k); *7* — габбро, пироксениты и передотиты (δ); *8* — порфириты и их туфы (S_1^2); *9* — андезитовые порфириты (D_1b); *10* — кварцевые порфиры и их туфы (D_2); *11* — граниты (γ_4); *12* — красноцветные конгломераты (D_3); *13* — красные глины с гипсом (Tr); *14* — суглинки (Q); *15* — разломы

но срезая их, как это хорошо может быть прослежено по простиранию отдельных пластов и гривок, отображенных на схеме в виде структурных линий. Этим разломом создан новый уступ в рельефе, пониженной части которого отвечают отложения ордовика, приподнятой — протерозоя.

Наконец, самая южная линия нарушения проходит по краю Ергенектинских гор, обусловливая собой обрывистый уступ последних. С этой линией, срезающей отдельные горизонты конгломератовой свиты ордовика и вулканогенной толщи нижнего девона, связан ряд родников с хорошей пресной водой.

В целом описанные дизъюнктивные нарушения, часть из которых была обновлена в альпийское время, обусловливают собой ступенчатый рельеф Ергенектинских гор, прекрасно видимый на местности, если смотреть с юго-востока.

Следующим участком, весьма интересным в отношении разломов, является район гор Байгара, заснятый Н. Г. Марковой и Л. П. Зоненшайном



Фиг. 22. Байгара-Жамбасшинский разлом.
На севере мульда девонских образований, на юге гряды ордовика. Темные пятна по линии разлома — родники, окруженные невыгоревшей травой

в 1951 г. Наиболее четким нарушением здесь является разлом, проходящий между горами Байгара и колодцем Жамбасши, имеющий северо-западное направление и прослеживающийся до ультрабазитового массива Шайтан-Симез, на юго-восток до гор Джамбул. Линия разлома почти прямолинейна и лишена усложнений и извилин.

В участке между горами Байгара и колодцем Жамбасши, где этот разлом изучен нами весьма детально, им резко срезаны и сдвинуты структуры девона и ордовика, что отчетливо видно на схеме (см. фиг. 59). Так, вулканогенные образования нижнего девона, расположенные в северном плече разлома и слагающие собой значительную часть гор Байгара, по южную сторону его не наблюдаются вовсе, оказываясь срезанными. Поле распространения конгломератов карадокского яруса (O_3k) неоднократно разорвано и сдвинуто; наконец, нацело уничтожено южное крыло Жамбасшинской мульды, выполненной девоном и нижним карбоном. Кроме того, с описываемым разломом связана серия родников, среди которых в первую очередь необходимо указать известный в этой части Бет-Пак-Далы родник в горах Байгара с прекрасной пресной водой и ряд родников, расположенных к северо-востоку от него. На этой же линии находится колодец Жамбасши, вода в котором, однако, худшего качества.

Нами приводится фотография участка описываемого разлома в районе мульды Жамбасши (фиг. 22). На нем прекрасно виден след разлома,

отмеченный рядом мелких родничков, выделяющихся на снимке темными пятнами из-за невыгоревшей растительности; видна сама мульда, сложенная в этом участке нижним девоном и срезанная в южной части, а также гряды образований ордовика, подходящие к линии разлома под острым углом.

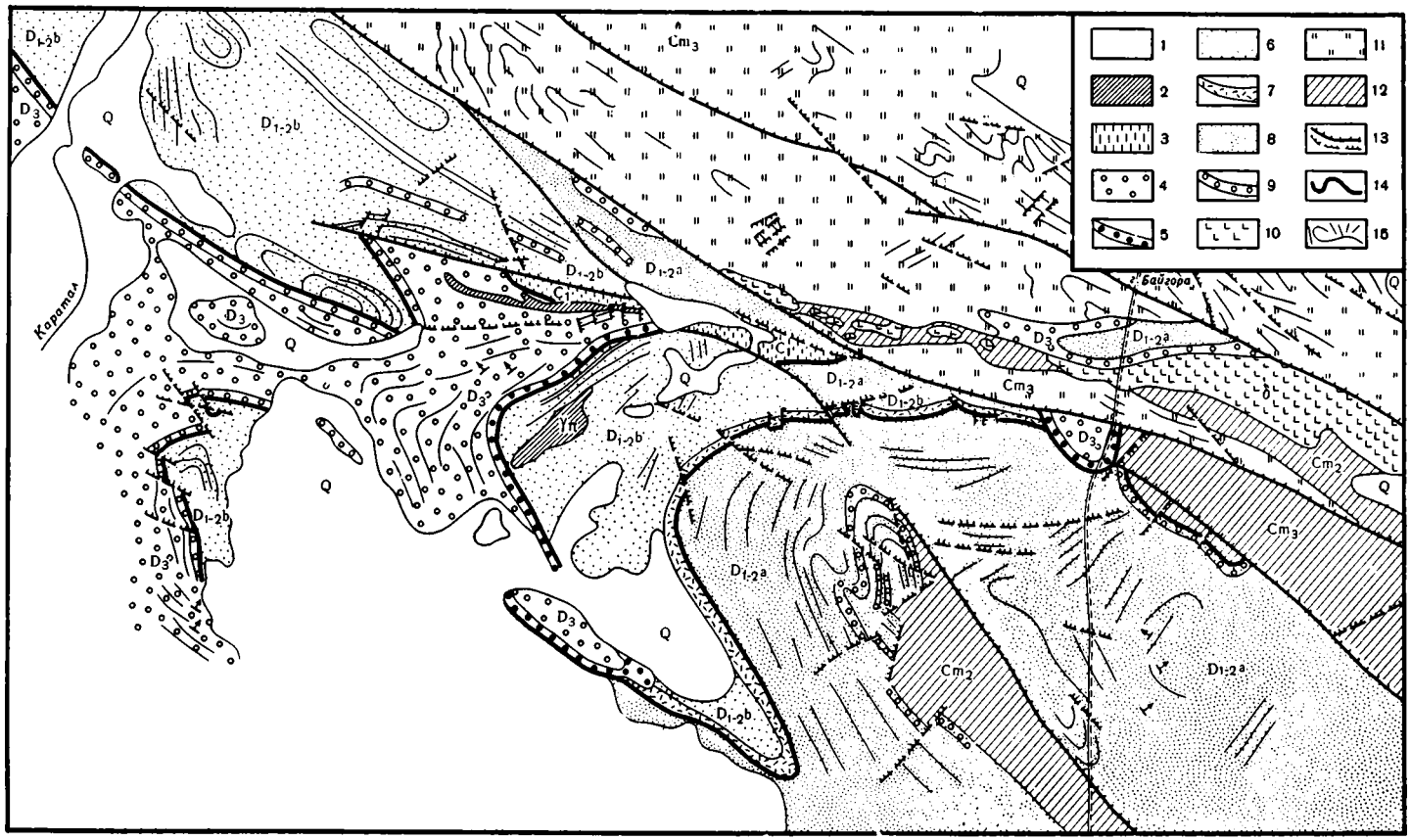
Если прослеживать линию разлома далее на северо-запад, то срезание Жамбасшинской структуры становится еще более резким, так как в центральных частях ее появляются образования нижнего карбона. Еще севернее, за родником Шайтансимес, вдоль линии разлома наблюдаются выходы гипербазитов и змеевиков, сильно измененные, имеющие форму узкой, растянутой полосы. На юго-востоке, вдоль линии разлома также наблюдаются отчетливые нарушения, вследствие которых в районе сопок Андассай-Караоба оказывается срезанной полоса кембрия — ряд массивов габбро и ультраосновных пород. Теряясь на некоторое время в долине Сарыбулаксай, разлом появляется вновь по северную сторону гор Койжарлыган, где им приведены в соприкосновение различные свиты кембрия и ордовика. Кроме того, к линии его здесь приурочен ряд мелких массивов гранит-порфиров и сиенит-порфиров. Общая протяженность описываемого разлома, таким образом, превышает 250 км.

Следует упомянуть также о более коротком, но весьма характерном разломе, расположенном на северо-восточной стороне мульды Жамбасши (см. фиг. 59). Им вызвано появление отложений протерозоя, прослеживающихся в виде узкого клина на южной стороне гор Котнак и контактирующих непосредственно с образованиями девона и ордовика. Им же произведено срезание вулканогенной свиты нижнего рифея, а также массива габбро, к югу от родника Тюкен. Габбро при этом чрезвычайно интенсивно рассланцовано и превращено в тонколистоватые амфиболитовые сланцы. В значительной своей части разлом имеет северо-западное простирание, однако на юго-востоке он становится широтным. Общая протяженность его около 90 км.

В пяти километрах к юго-западу от родника Тюкен от описываемого разлома отходит, идущая к горам Котнак северная его ветвь, также имеющая северо-западное простирание и длину около 45 км. След этого разлома прекрасно виден на аэрофотоснимках. Кроме того, к линии его приурочены узкие, вытянутые тела гранит-порфиров, а прорезаемые им массивы габбро и гранодиоритов сильно рассланцованы и изменены.

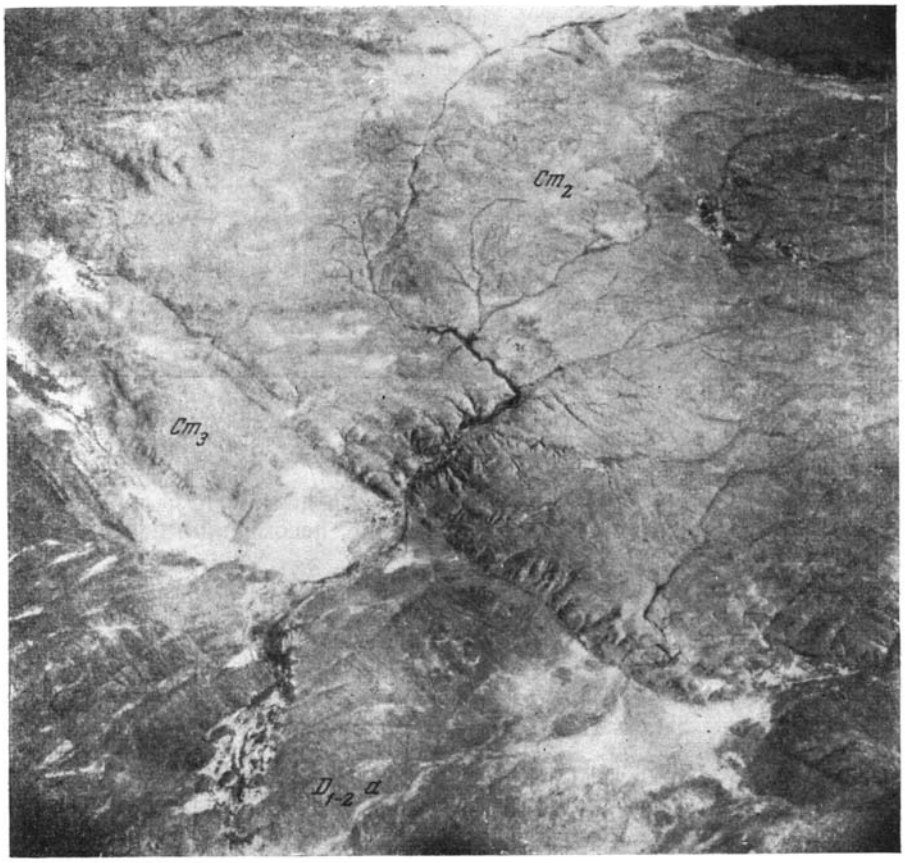
Интересно остановиться на характеристике разлома, прослеживающегося в северо-западном направлении от гор Джамбул через сопки Андассай-Караоба к Каратальскому массиву ультрабазитов, который располагается как раз на линии указанного нарушения. У конца массива разлом меняет свое простирание на северо-северо-западное. Прослеживаясь в этом направлении на расстоянии около 30 км, далее он упирается в линию надвига Чуйской глыбы. Последний, таким образом, не только перекрывает толщи пород, выполняющих область Джалаир-Найманского грабена, но также и проходящие в них разломы. Это позволяет говорить о более древнем относительно линии надвига возрасте последних.

В отрезке между сопками Андассай-Караоба и логом Каратал рассматриваемый разлом, изученный нами весьма детально, изображен на фиг. 23. Здесь он срезает разнообразные структуры, вследствие чего породы различного возраста часто имеют торцовое сочленение. С южной стороны разлома наблюдаются различные горизонты пород нижнего, верхнего девона и карбона, образующие отчетливые крупные брахиструктуры, с северной — сильно гофрированные, но в целом вытянутые на северо-запад, образования кембрия, пронизанные штоками габбро. У начала поля Cm_3, образующего в юго-восточной части схемы постепенно расширяющийся клин, разлом раздваивается. Одна линия прослеживается далее по прямой, другая сдвигается в южном направлении, одновременно рассекаясь рядом мелких



Фиг. 23. Схема строения разлома между логом Каратал и сопками Андассай-Караоба. Составила Н. Г. Маркова 1952 г.:

1 — наносы (Q); *2* — гранит-порфиры (γ_π); *3* — конгломераты, песчаники (C_1); *4* — красноцветные конгломераты и песчаники (D_3); *5* — горизонт базальных конгломератов (D_3); *6* — красноцветные песчаники, сланцы, порфиры ($D_{1-2}b$); *7* — горизонт туфобрекчий ($D_{1-2}b$); *8* — красноцветные конгломераты и песчаники (D_{1-2}); *9* — горизонт конгломератов ($D_{1-2}a$); *10* — габбро (δ); *11* — песчаники, сланцы, конгломераты (Cm_3); *12* — яшмы, песчаники, известняки и порфириты (Cm_2); *13* — линии разломов: основные (*а*), второстепенные (*б*); *14* — границы несогласий; *15* — линии простирания пород



Фиг. 24. Разлом к западу от сопок Андассай-Караоба. Северное крыло поднято, южное опущено

поперечных подвижек. Она прослеживается еще некоторое время, а затем скрывается под отложениями впадины Саксаул-Дала, которая заходит здесь, таким образом, уже в область внутренних разломов Джалаир-Найманского грабена.

На всем протяжении, за исключением района впадины Саксаул-Дала, где разлом перекрыт мощной толщей рыхлых осадков, след его прекрасно виден на аэрофотоснимках (фиг. 24). Почти всюду с разломом связан геоморфологический уступ, амплитуда и резкость проявления которого возрастают в юго-восточном направлении. При этом возвышенной областью в современном рельефе является северное крыло нарушения, как это хорошо видно по резкому врезу долины проходящего здесь оврага. Южное же крыло занимает более низкий геоморфологический уровень, в результате чего долина оврага здесь расплывается, становится плоской, постепенно теряясь в песках. Общая протяженность его равна 140 км.

Наконец, остановимся на разломах, идущих с южной стороны гор Койжарлыган, Майжарлыган и Джамбул. Здесь наблюдаются две линии нарушения, прослеживающиеся сравнительно на короткое расстояние (30 и 75 км), а затем исчезающие под наносами впадины Саксаул-Дала. С этими разломами, несомненно, обновленными в альпийское время, связан современный рельеф гор Джамбул, Койжарлыган и Майжарлыган, резко расчлененных и высоко поднятых над уровнем впадины. Обилие здесь столь



Фиг . 25. Мощная пластовая дайка гранит-порфира, сдвинутая сколами северо-восточного направления

редкой для территории Бет-Пак-Далы пресной воды в виде целой серии небольших водотоков, ключей и родников также, несомненно, связано с указанными разрывными дислокациями.

Можно было бы дать описание еще целой серии дизъюнктивных нарушений внутренней части Джалаир-Найманского грабена, но мы позволим себе ограничиться разобранными примерами. Из них ясно видно, что разломы северо-западного направления, являющиеся для Джалаир-Найманского прогиба ведущими, необычайно отчетливы и хорошо доказуемы, так что существование их не вызывает никаких сомнений. В большинстве случаев мы здесь имеем дело со взбросами и взбросо-сдвигами.

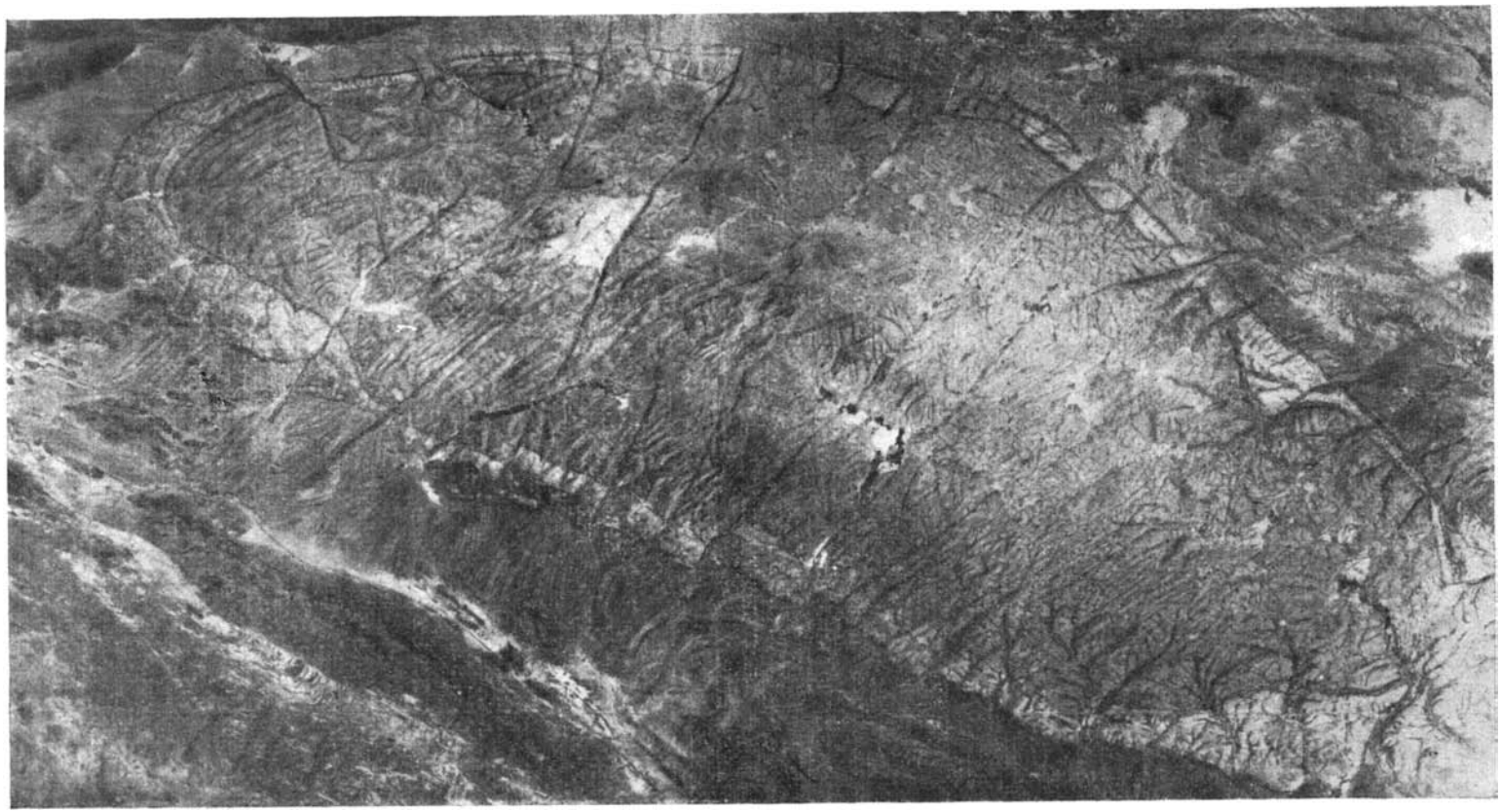
Разломы других направлений, как это указывалось выше, нам здесь почти неизвестны, за исключением ряда мелких северо-восточных сколов. Последние имеют весьма незначительную протяженность и амплитуду, измеряющуюся десятками, реже сотнями метров. Однако, благодаря производимым нарушениям, они выступают необычайно рельефно и фиксируются легко. Так, на фиг. 25 прекрасно видны два таких северо-восточных скола, сдвигающих мощную дайку гранит-порфира. Амплитуда сдвига при этом достигает 100—150 м.

На фиг. 26 хорошо видны мелкие северо-восточные сдвиги, рассекающие небольшое гипабиссальное тело гранит-порфиров. Так как в апикальной части тела развиты стекловатые разности, создающие своего рода оторочку, прекрасно видимую на аэрофотоснимке, сдвиги эти приобретают особую рельефность.

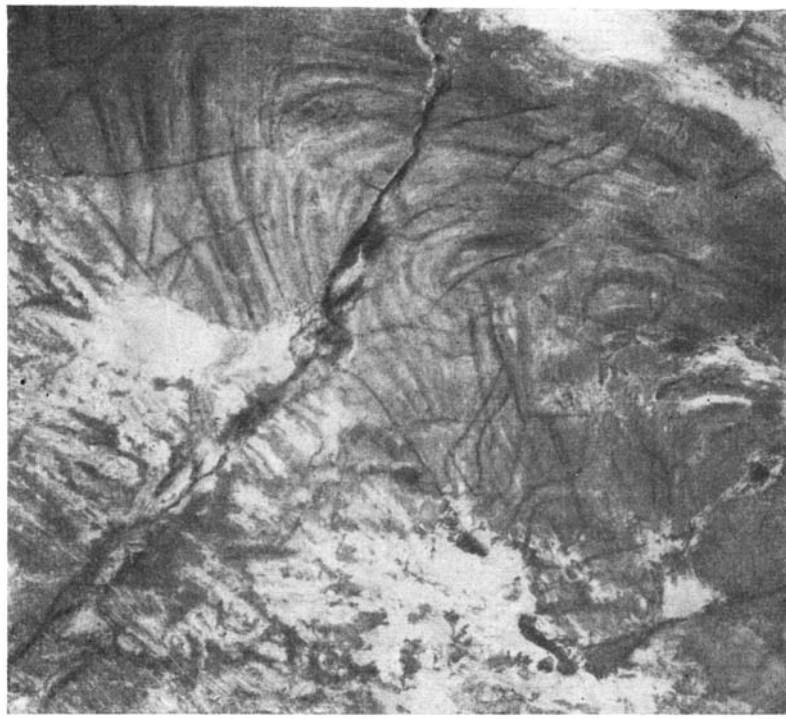
Ряд восточно-северо-восточных и близких к широтным сколов отображены также на фиг. 27. Этими сколами рассечена складка флишоидной свиты ордовика. Благодаря отчетливой слоистости толщи и наличию ряда сланцевых прослоев легко устанавливается амплитуда сдвигов, вообще говоря, довольно незначительная (25—30 м).

Следует отметить, что северо-восточные нарушения были, очевидно, обновлены в более позднее время, чем северо-западные разломы, доминирующие в описываемой зоне. Это легко устанавливается в ряде участков, например, к югу от гор Байгара, где северо-восточные сколы сдвигают разлом северо-западного направления, идущий от русла Кашкымбайсай-Озенисай к колодцу Тюльку-Караны.

Таковы дизъюнктивные нарушения Джалаир-Найманского грабена. Пликативные дислокации наблюдаются здесь лишь обрывками в отдельных блоках, зажатых между разломами, и имеют, таким образом, подчиненное значение. Характер их различен для разных возрастных комплексов, на разборе чего мы и остановимся.



Фиг. 26. Тело гранит-порфиров с отчетливо выделяющейся центральной раскристаллизованной частью и стекловидной периферической оболочкой. Хорошо видны многочисленные мелкие сколы северо-восточного направления



Фиг. 27. Складка флишоидной толщи ордовика. В западном крыле и центральной части ряд мелких сколов, сдвигающих сланцевые прослои, выделяющихся в виде темных полос

О складчатости протерозойских отложений говорить трудно, так как образования этого возраста имеют в Джалаир-Найманском грабене совершенно ничтожное распространение, выступая в виде узких клиньев, со всех сторон отсеченных разломами лишь в областях гор Ергенекты, к югу от гор Агашджейляу, к югу от гор Котнак. Складчатость внутри этих горстообразных выступов очень интенсивна и дает узкие, сжатые линейные формы, как правило, изоклинальные, имеющие северо-западное простирание.

Что касается образований рифея, то они занимают в Джалаир-Найманском грабене уже бóльшую площадь, встречаясь к северу от гор Ергенекты, на участке между колодцами Майтюкен-Дарбаза и Тюкен, и в ряде других мест. Во всех названных пунктах выходы их приурочены к большей или меньшей величины блокам, со всех сторон ограниченных разломами. Простирание рифейских отложений также северо-западное, согласное с общим направлением Джалаир-Найманского грабена, местами наблюдается виргация отдельных складчатых пучков. Внутренняя структура характеризуется наличием узких, линейных, изоклинального типа складок.

Итак, можно говорить о том, что складчатость рифейских отложений Джалаир-Найманского грабена, в сущности, ничем не отличается от складчатости рифея в других структурах. Складчатость же докембрийского структурного этажа в целом (включающего и протерозойские и рифейские образования) на описываемой территории характеризуется выдержанным северо-западным простиранием и весьма напряженными дислокациями.

Выходы образований кембрия приурочены главным образом к юго-западному борту Джалаир-Найманского грабена, где они образуют узкую полосу северо-западного простирания, прослеживающуюся от района ло-

га Каратал к горам Джамбул, южному склону Майжарлыган и далее в Чу-Илийские горы. Полоса эта со всех сторон ограничена разломами, крупные дизъюнктивные нарушения наблюдаются также внутри ее.

Внутренние дислокации кембрийских образований указанных участков достаточно напряженны. Это обычно также линейные, сильно сжатые структуры, осложненные к тому же мелкой, вторичного характера плойчатостью. Последняя весьма рельефно выступает на аэрофотоснимках, давая характерный сложный рисунок, как это можно видеть на приводимых ниже фотографиях (фиг. 28 и 29). На фиг. 28 наблюдается только мелкая складчатость и гофрировка, на фиг. 29 видны также мелкие сколы северо-западного и близкого к широтному направлений.

Образования ордовика, наиболее широко развитые в Джалаир-Найманском грабене и заполняющие главную его часть, также характеризуются выдержанной линейной складчатостью северо-западного направления. Однако, в противовес ранее описанным возрастным комплексам, здесь мы уже сравнительно редко встречаемся с изоклинальными формами. Как правило, в ордовике развиты нормальные складки с углами падения крыльев от 50° и выше. Обычно складки интенсивно разбиты дизъюнктивными нарушениями — как крупными разломами, так и мелкими сколами, сильно усложняющими их внутреннюю структуру.

Тип складчатости образований ордовика иллюстрируют фиг. 27, 30 и 31, дающие горизонтальный срез структур. На фиг. 27 изображена наиболее простая сравнительно широкая складка, нарушенная лишь мелкими срывами и подвижками. На фиг. 30 и 31 виден более сложный рисунок слоистой толщи ордовика, осложненной местами вторичной плойчатостью и дополнительно разбитой сколами северо-западного и северо-восточного простираний.

Представление о характере складчатых структур ордовика можно получить также по профилям на фиг. 62 и 32. Первый из них составлен нами вдоль русла лога Каратал, прекрасно обнаженного и дающего чистые вертикальные разрезы, второй — северо-западнее его. Оба профиля, взятые с натуры, прослеженные нами шаг за шагом и составленные послойно по ряду зарисовок и многочисленным замерам, представляют особый интерес. На них видно существование в отдельных блоках ряда нормальных синклинальных и антиклинальных складок, сложенных образованиями ордовика. Местами складки сорваны и сокращены разломами (фиг. 62), местами осложнены поперечными сколами (см. фиг. 32), в целом же складчатость довольно проста и лишена изоклинальности.

Однако необходимо отметить, что складчатость отложений ордовика далеко не везде и не всегда однотипна, и часто разные блоки, обособленные друг от друга крупными разломами, обладают разным типом складчатости. Подтверждением этого служат профили IV—IV (фиг. 33) и V—V (фиг. 34), захватывающие несколько таких блоков. Несмотря на то, что мы имеем здесь дело с одной и той же в литологическом отношении толщей ($O_2$11 и O_3k), складчатость ее в юго-западных блоках значительно напряженнее, чем в северо-восточных, где слои лежат чрезвычайно полого, почти горизонтально или осложнены легкой волнистостью.

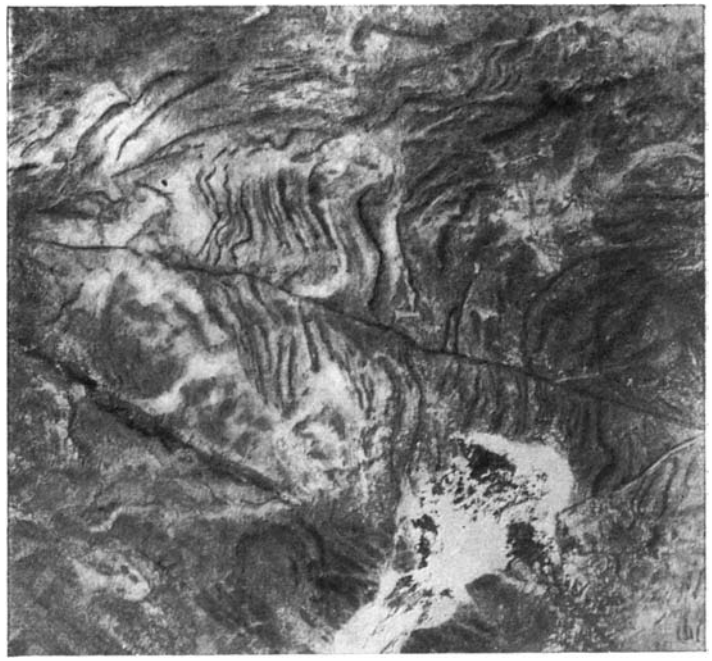
Следующим возрастным комплексом, развитым в области Джалаир-Найманского грабена, являются образования нижнего девона, прослеживающиеся в виде двух местами прерывающихся полос вдоль северо-восточного и юго-западного бортов описываемой структуры. Характер складчатости их уже иной. Вместо линейных тектонических форм, развитых в более низких горизонтах палеозоя, мы встречаемся здесь с широкими, часто обладающими большим радиусом брахиструктурами. Они имеют округлую или эллипсоидальную форму и прекрасно прослеживаются по наличию отчетливых концентрических гряд и валов как на местности, так и на аэрофото-



Фиг. 28. Характер складчатости кембрийских образований Джаланр-Найманского грабена. Темные полосы — прослои кремнисто-глинистых сланцев

снимках. Несмотря на такой характер очертаний здесь также намечается ориентировка в северо-западном направлении отдельных брахискладчатых форм или серий их.

Часто описываемые структуры осложнены мелкими дизъюнктивными нарушениями, дробящими и смещающими отдельные пласты и пачки



Фиг. 29. Складчатость кембрийских отложений Джалаир-Найманского грабена. Хорошо видны мелкие сколы северо-западного и широтного направлений.

пород, а иногда и части складок. Рассмотрим несколько наиболее ярких примеров.

Четкие, хорошо обнаженные брахискладки наблюдались нами на юго-западном склоне Джалаир-Найманского грабена, в отрезке между сопками Андассай-Караоба и логом Каратал. На фиг.35 видна часть крыла одной из таких складок. Форма ее округлая, радиус измеряется 7—8 км. Складка сложена красноцветной песчано-конгломератовой толщей нижнего девона с прослоями вулканогенных пород, представленных липаритовыми порфирами и их туфами. Отдельные горизонты конгломератов и порфиров хорошо фиксируются на аэрофотоснимках. Северное крыло складки интенсивно раздроблено и многократно сдвинуто и дает сложный ступенчатый рисунок.

На фиг. 36 изображена другая складка, имеющая форму эллипса, правильная форма которого нарушена рядом рассекающих его сколов северо-западного, западно-северо-западного, а также северо-восточного простираний.

Вследствие указанных нарушений горизонт конгломератов, наиболее отчетливо выступающий на снимке, несколько раз смещен; в северной части структуры смещение его достигает 500 м. В ядре складки хорошо виден ряд концентрически изогнутых горизонтов песчаников и порфиров, местами прерываемых белыми пятнами солончаков.

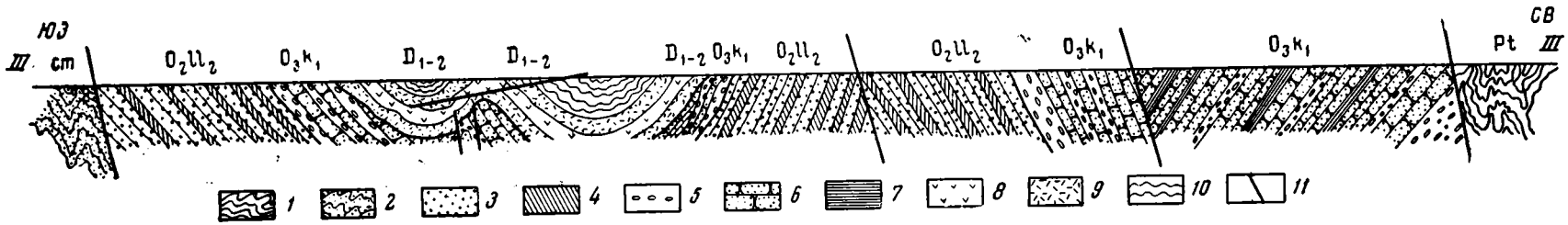
Близ выходов древних толщ характер складчатости нижнедевонских образований несколько меняется. Так, в центральной части крупной брахискладки, изображенной на фиг. 23, близ выходов кембрия, образующего неправильной формы глыбу, со всех сторон окруженную разломами, красноцветы девона смяты интенсивнее. Они образуют здесь более сжатую,



Фиг. 30. Складчатость отложений ордовика Джалаир-Найманского грабена. В центральной части хорошо виден ряд мелких ступенчатых сколов северо-восточного направления

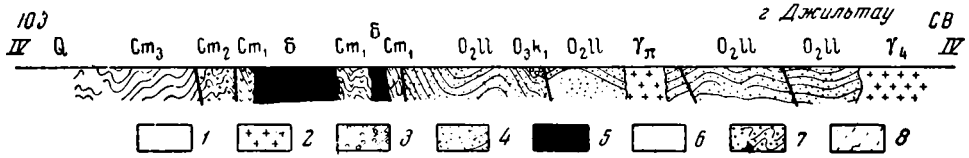


Фиг. 31. Складчатость ордовика Джалаир-Найманского грабена. В левом верхнем углу видна вторичная мелкая складчатость. В центральной части снимка много сколов северо-восточного направления, разбивающих отложения ордовика на ряд блоков



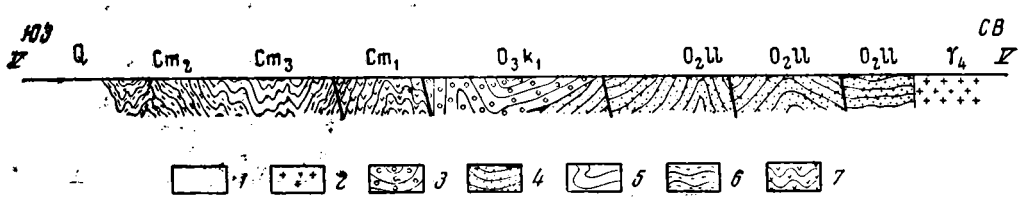
Фиг. 32. Схематический разрез по линии III—III:

1 — протерозой (Pt): кварциты, микрокварциты; *2* — кембрий (Cm): метаморфические песчаники, феллиты. Средний — лландейло (O_2ll_2): *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты. Нижний — карадок (O_3K_1): *5* — конгломераты; *6* — алевролиты; *7* — аргиллиты. Нижний — средний девон (D_{1-2}): *8* — пироксеново-плагиоклазовые порфириты; *9* — кварцевые порфиры; *10* — красные аргиллиты; *11* — разломы



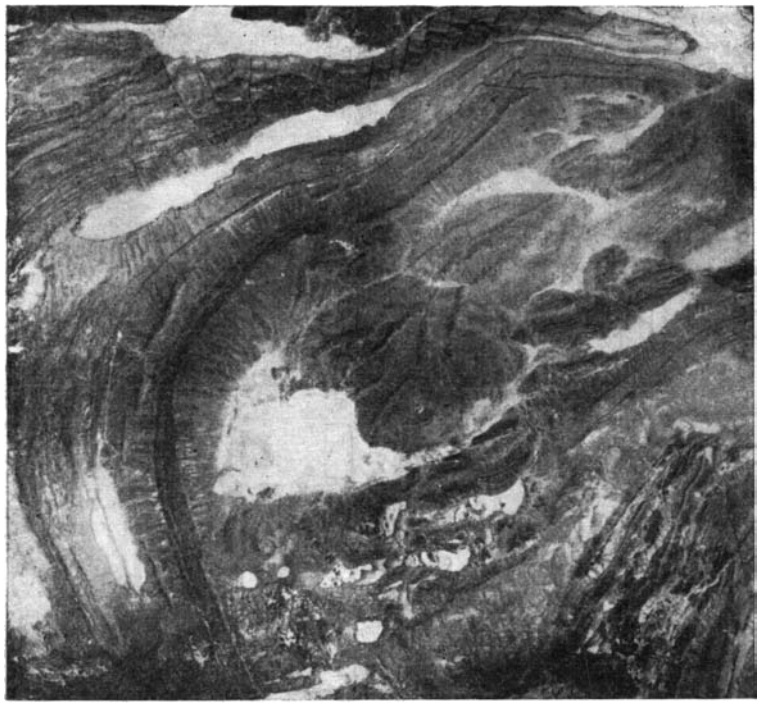
Фиг. 33. Схематический разрез по линии IV—IV:

1 — суглинки и глины (Q); *2* — граниты (γ_4); *3* — конгломераты и песчаники (O_3k_1); *4* — песчаники, сланцы, известняки (O_2ll); *5* — габбро и пироксениты (б); *6* — полимиктовые песчаники (Cm_3); *7* — песчаники, сланцы, линзы известняков и яшм (Cm_2); *8* — диабазовые порфириты, их туфы и мандельштейны (Cm_1)



Фиг. 34. Схематический разрез по линии V—V:

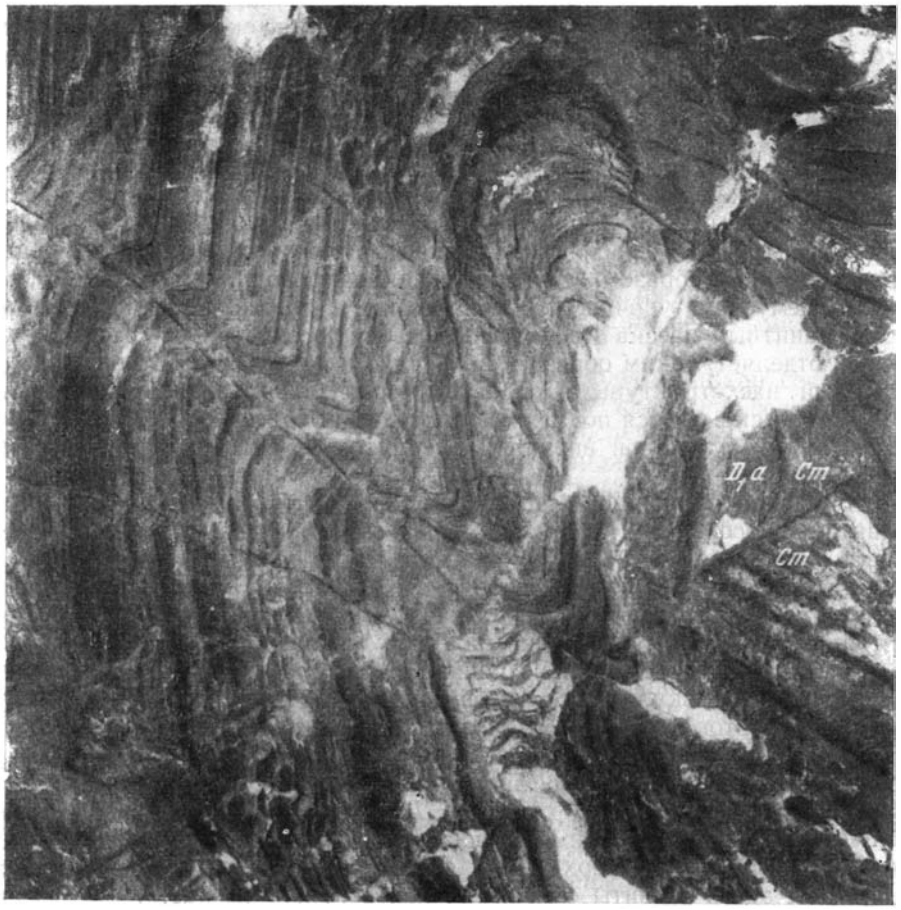
1 — суглинки и глины (Q); *2* — граниты (γ_4); *3* — конгломераты и песчаники (O_3k_1); *4* — песчаники, сланцы, известняки (O_2ll); *5* — полимиктовые песчаники (Cm_3); *6* — яшмы, кристаллические известняки, песчаники (Cm_2); *7* — диабазовые порфириты, их туфы и мандельштейны (Cm_1)



Фиг. 35. Юго-западный борт Джалаир-Найманского грабена. Брахискладчатая структура девонских образований. Северное крыло складки разбито рядом мелких ступенчатых сбросов



Фиг. 36. Юго-западный борт Джалаир-Найманского грабена. Брахискладчатая структура девонских образований. Северная и западная части складки нарушены разломами и мелкими сколами



Фиг. 37. Система северо-западных сколов, производящих смещение складчатой структуры ($D_{1-2}a$). Широкие темные полосы — прослои конгломератов

вытянутую в меридиональном направлении складку, нарушенную целой системой мелких сколов. В связи с хорошей горизонтальной обнаженностью сколы и размер производимых ими смещений выступают на аэрофотоснимках очень отчетливо (фиг. 37).

Что касается образований верхнего девона и нижнего карбона, то в пределах Джалаир-Найманского грабена, в отличие от областей геоантиклинальных поднятий, они развиты чрезвычайно слабо. С отложениями этого возраста мы встречаемся лишь в структуре урочища Кок-Эспе, а также в небольших мульдочках к юго-западу и северу от гор Агашджайлау. Это спокойные, широкие структуры, с падением крыльев от 20 до 35°. Ориентировка их, как правило, северо-западная. Несогласных структур, поперечных к складчатости более древних комплексов, как это наблюдалось в областях геоантиклинальных поднятий, мы здесь не встречаем.

Итак, кратко резюмируя все сказанное о пликативных дислокациях, развитых в пределах Джалаир-Найманского грабена, укажем, что тип структур разновозрастных комплексов здесь безусловно отличен. Несмотря на это, общим для них является выдержанная северо-западная ориентировка структур, наблюдающаяся не только в древних толщах с характерной для них линейной складчатостью, но и в более молодых, для которых

типичны брахиформы. С однотипностью простираний связано отсутствие области Джалаир-Найманской зоны пересечения складчатостей различного возраста, столь типичного для Чуйского и Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий.

Джильтавская глыба

Джильтавская глыба, как указывалось выше, расположена в юго-восточной части описываемой территории, в развилке между Джалаир-Найманским и Сарытумским грабенами. Границы этой структуры могут быть намечены следующим образом. Северная граница проводится по разлому, протягивающемуся от урочища Кызыл-Кемпир к долине Куланкетпес, далее через гранитный массив Каскабай на северную оконечность степи Жусан-Дала и отделяет, таким образом, архейские и девонские образования интересующей нас структуры от ордовика Сарытумского грабена. Юго-восточнее граница скрывается под рыхлыми осадками третичного и четвертичного возраста Сарыбулакской впадины и территорий, расположенных севернее гор Шольадыр.

Юго-западной границей Джильтавской глыбы служит одноименный гранитный массив, приуроченный к разлому, некогда отделявшему ее от области Джалаир-Найманского грабена, далее — линия распространения среднедевонских эффузивов и гранитный массив гор Хантау. Дальнейшее проведение южной границы Джильтавской глыбы сильно затруднено тем обстоятельством, что в течение палеозоя она несколько раз меняла свое положение. Так, до ордовика граница проходила к югу от полосы архея гор Анрахай-Тюлькули, затем переместилась к северу от последних. Более подробно этого вопроса мы коснемся в гл. III, сейчас же чисто условно примем за границу Джильтавской глыбы линию, идущую по южному окончанию полосы архея гор Анрахай-Тюлькули.

Доминирующая роль в строении Джильтавской глыбы принадлежит докембрийским и герцинским образованиям, причем первыми сложено ее основание, вторыми — поверхностная часть. Кроме того, в незначительном количестве здесь развиты отложения каледонского возраста.

Докембрийские образования представлены гранито-гнейсами архея, появляющимися на поверхности лишь в нескольких пунктах. Выходы их известны к северу от долины Куланкетпес, в районе гор Шольадыр, близ урочища Итиикан, а также в упоминавшейся выше полосе гор Анрахай-Тюлькули. Внутренняя структура образований архея очень сложна и характеризуется причудливой складчатостью и гофрировкой.

Нижнепалеозойские отложения в пределах Джильтавской глыбы также имеют крайне ограниченное распространение. Выходы их известны в небольшом блоке в бассейне р. Жалпакши, где развиты отложения карадокского яруса ордовика. Песчано-сланцевые породы последнего смяты в серию мелких складок с размахом крыльев 0,5—1 м [1].

Все остальное пространство описываемой структуры занято в основном вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями девона, в меньшей степени пермо-карбона, а также интрузивными образованиями (гранитные интрузии гор Куели-Каратау, уроч. Каскабай, гор Шольадыр и др.). Образования девона, как показали исследования в 1951 и 1953 гг. Э. К. Вильцинга, И. В. Хохлова и Л. П. Зоненшайна, обладают типичной для них брахискладчатой структурой. Осадки пермо-карбона, выполняющие Ащисуйскую наложенную мульду, образуют коробчатые складки прямоугольных и квадратных очертаний, не имеющие четко выраженной ориентиро-

[1] Полоса развития ордовика к северу от полосы архея гор Анрахай-Тюлькули нами не упомянута, так как, согласно сказанному выше, этот участок из-за передвижения в ордовике южной границы Джильтавской глыбы уже отошел от области последней.

ванности. Размер складок 4—5 км в поперечнике. Падение крыльев в разные стороны под углами 20—70°, к центру выполаживающееся.

Что касается разрывных нарушений, то на территории Джильтавской глыбы они не имеют ведущего значения. Тем не менее здесь наблюдается два направления разломов — северо-западное и северо-восточное. К первой группе относится разлом долины Куланутпес, прослеживающийся сначала по границе Джильтавской глыбы и Сарытумской зоны, затем входящий в область последней. Интересен также разветвляющийся разлом, идущий от степи Жусан-Дала к горам Шольадыр. Древний по своему заложению (так как он отражается в структуре пермо-карбона Ащисуйской мульды) разлом этот обновлялся в альпийское время, судя по смещению третичных и древнечетвертичных осадков в районе р. Копалы, колодца Тымкудук и уроч. Бесколь.

К этой же группе должны быть отнесены разломы уроч. Итиикан, секущие образования архея и девона, а также целая серия разломов, наблюдающаяся вблизи выходов архея уроч. Бельсаксаул. В последнем из указанных пунктов отчетливо видно, что время заложения и проявления разломов северо-западного направления различно. Некоторые из них несомненно существовали уже в каледонское время, на что указывает тот факт, что ордовикские отложения следуют их направлению. К разломам этого возраста относятся нарушения бассейна р. Жалпакши, ограничивающие выходы ордовика, а также краевые разломы Джильтавской глыбы, проходящие по грани ордовикских отложений Джалаир-Найманского грабена. Более молодыми являются разломы гор Кызылсок, секущие только что описанные.

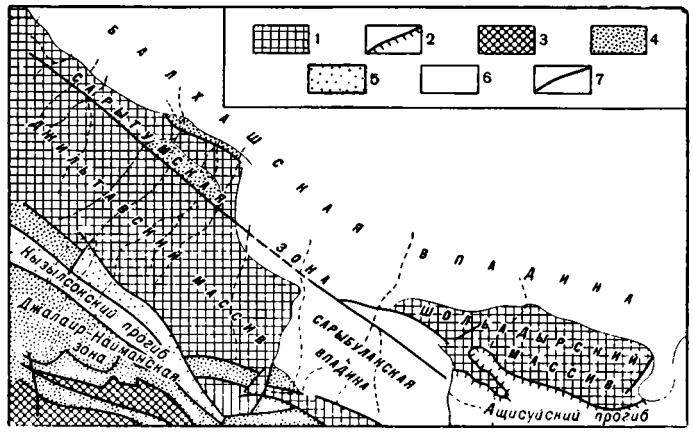
Разломы северо-западного простирания имеют обычно значительную протяженность (40—60 км) и представляют собой крутопадающие надвиги с падением на север и северо-восток. По ним часто развито дробление пород и интенсивное окварцевание, захватывающее зону мощностью в 50—60 м. Скорее всего здесь мы имеем дело не с одной линией разлома, а с целой серией параллельных друг другу более мелких сколов.

Северо-восточные разрывы распространены в Джильтавской глыбе значительно меньше. К этой группе должны быть отнесены прежде всего разломы, прорезающие вулканогенные отложения среднего девона и гранитный массив уроч. Базоба. Они производят заметные нарушения в последних, вызывая появление зон милонитизации, а также смещение даек и жил. К этой же группе относится небольшой скол, обрезающий с юго-востока ордовик бассейна р. Жалпакши, а также мелкие нарушения, наблюдающиеся в юго-восточной части Джильтавского гранитного массива.

По возрасту разрывы северо-восточного направления являются более молодыми, чем северо-западные, которые они секут, как это хорошо видно в районе к юго-востоку от р. Жалпакши. По своему характеру они представляют собой сбросы и сбросо-сдвиги с почти вертикальным падением плоскости нарушения. Вдоль них также происходит раздробление пород с внедрением кварцевых, кальцитовых и диабазовых жил.

Сарытумский грабен

Сарытумский грабен, отделяющий Джильтавскую глыбу от области Бурунтавского геоантиклинального поднятия, представляет собой, как это указывалось выше, узкий рукав северо-западного направления, отходящий от Джалаир-Найманского грабена западнее уроч. Кызылкемер и прослеживающийся непрерывно на протяжении около 140 км вплоть до побережья оз. Балхаш. Ширина его в этой части колеблется от 10 до 20 км, причем на северо-западе он более узок, на юго-востоке расширяется в виде раструба. Далее описываемая структура вскрыта плохо, теряясь под мощным покровом третичных и четвертичных осадков.



Фиг. 38. Тектоническая схема северо-восточной части Чу-Илийских гор (по И. В. Хохлову и Л. П. Зоненшайну, 1953 г.):

1 — древние поднятия; *2* — верхнепалеозойские прогибы на древнем поднятии; зоны глубинных разломов; *3* — срединные поднятия; *4* — нижнепалеозойские прогибы; *5* — среднепалеозойские прогибы; *6* —мезо-кайнозойские впадины; *7* — разломы

Однако к северу от степи Жусан-Дала, в горах Когур-Тюбе и расположенных к северо-западу возвышенностях мы вновь встречаемся с выходами рифейских и палеозойских толщ, а также рвущих их интрузий, несомненно намечающих юго-западный борт Сарытумского грабена. Каких бы то ни было указаний на дальнейшее продолжение этой структуры в пределах изученной нами территории мы не находим.

Отметим, что И. В. Хохлов и Л. П. Зоненшайн, занимавшиеся в 1953 г. съемкой северо-восточной части Чу-Илийских гор, высказывали мнение о том, что по вилкообразному разлому, идущему на горы Шольадыр, Сарытумская структура входит в область Джильтавской глыбы, где происходит как бы выклинивание ее и затухание. В связи с этим к Джильтавской глыбе (или массиву) указанные авторы относили только область, расположенную к юго-западу от разлома, северо-восточную же часть они выделяли под названием Шольадырского массива (фиг. 38). Такое решение является, конечно, вполне правомочным, однако возможно, что Сарытумский грабен проходил и севернее массива Шольадыр, в области, в настоящее время перекрытой третичными и четвертичными осадками.

Что касается строения известной нам части Сарытумского грабена, то ведущая роль в нем, так же как в Джалаир-Найманской структуре, принадлежит разрывным нарушениям, имеющим исключительно северо-западное простирание и разбивающим всю описываемую территорию на ряд узких, неправильной формы клиньев. Линии разломов прекрасно видны на аэрофотоснимках, легко устанавливаются по нарушениям, производимым в структуре прорезаемых ими пород, и подчеркиваются трещинными интрузивами гранодиоритов γ_3, следующих их направлению.

При общем северо-западном простирании разломов, среди них наблюдаются нарушения разных румбов, к тому же отличающиеся временем своего заложения. Здесь могут быть выделены две группы: 1) разломы, ориентированные в направлении 290°, и 2) разломы с простиранием 320—340°. Первые совпадают с общей направленностью Сарытумского грабена и являются, очевидно, наиболее древними. К ним принадлежат краевые разломы (разлом, проходящий к северу от долины Куланкетпес, и разлом, ограничивающий описываемую структуру с севера), а также разлом, расположен-

ный в центральной части зоны, тянущийся к уроч. Қызылкемер и отмеченный внедрением массива гранодиоритов γ_3.

Разломы, прослеживающиеся в направлении 320—340°, характерны тем, что они рассекают не только область Сарытумского грабена, но и территорию Бурунтавского геоантиклинального поднятия и Джильтавской глыбы. Таковы нарушения, идущие от колодца Сарытума к северной оконечности Майкульского гранитного массива: разлом, прослеживающийся от северо-восточной оконечности Джильтавского массива через уроч. Қызылкемер далее на северо-запад, разлом, расположенный между уроч. Акжал и Бурлю-Байтал и прорезающий не только Сарытумский грабен и Бурунтавское геоантиклинальное поднятие, но и область Прибалхашского прогиба. Несомненно, по времени своего заложения эти нарушения являются более молодыми, так как они секут разломы первой группы. Особенно хорошо это можно наблюдать в районе урочищ Шепшек-Базоба и Акжал, где разлом северного борта Сарытумского грабена оказывается нарушенным и ступенчато-сдвинутым.

Что касается образований, выполняющих Сарытумский грабен, то они представлены породами рифейского, ордовикского и девонского возрастов. При этом образования рифея обнажаются главным образом по бортам описываемой структуры, лишь один небольшой блок их известен в центре ее к югу от колодца Сарытума. Ордовик выполняет большую часть Сарытумского грабена. Девон расположен в наиболее прогнутых его частях.

Внутренняя структура осадков указанного возраста совершенно однотипна с описанной нами для Джалаир-Найманского грабена (см. профиль VI—VI на фиг. 7), в связи с чем мы позволим себе не останавливаться на ее характеристике.

Заканчивая на этом первую часть нашей работы, касающуюся морфологии структур, попробуем теперь проанализировать геологическое строение выделенных тектонических форм, ознакомившись с стратиграфией слагающих их осадочных эффузивных образований, а также прорывающих их интрузивных массивов.

Глава II

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наиболее древними образованиями, известными в пределах описываемой территории, являются образования докембрия, среди которых предположительно могут быть выделены отложения архейской и протерозойской систем.

АРХЕЙ (?)

Отложения архея (?), представленные различного рода гнейсами, кристаллическими сланцами, в меньшей степени амфиболитами, мраморами и другими глубоко метаморфизованными породами, имеют весьма ограниченное распространение и приурочены главным образом к областям геоантиклинальных поднятий. Выходы их известны в следующих пунктах.

1. В Чуйском геоантиклинальном поднятии отложения архея наблюдаются в виде разрозненных мелких пятен, расположенных: к югу от колодца Тунлюкты, на границе Кендерлыкского гранитного массива и полосы верхнего девона; к северу от колодца Киргизбай, на границе верхнего и среднего девона; к востоку от колодца Саракамыс, у западной оконечности Кзылтавской мульды.

2. В Джильтавской глыбе архей выступает к северу от долины Куланкетпес, вдоль разлома, отграничивающего Джильтавскую глыбу от Сарытумского грабена; на юго-востоке структуры в районе гор Анрахай, Тюлькули и к северу от уроч. Итиикан.

3. В Бурунтавском геоантиклинальном поднятии образованиями этого возраста сложена так называемая Каракамысская глыба. Общая площадь выходов архея (?) здесь 24 × 12 км.

4. Наконец, незначительный выход архея (?) известен также к востоку от уроч. Каракамыс, вдоль разлома, среди образований силурийского и девонского возраста. Территориально этот выход приурочен к Прибалхашскому прогибу и является единственным, расположенным вне областей геоантиклинальных поднятий.

Большинство указанных выходов было отмечено еще Д. И. Яковлевым при его исследованиях в Голодной степи (1941$_2$), позже изучено другими геологами — А. Е. Репкиной (1941), М. И. Александровой и Б. И. Борсуком (1955) и др. Необходимо отметить, что мы не имели возможности посетить районы с выходами образований архея (?), в связи с чем в данной работе вынуждены были пользоваться лишь литературным материалом.

Самые полные сведения о составе и характере образований архея(?) имеются для выходов их в Чуйском геоантиклинальном поднятии, подробно изученных и описанных М. И. Александровой и Б. И. Борсуком (1955).

Наблюдения названных исследователей дают основание говорить о том, что здесь развиты две группы пород. К первой принадлежат породы осадочного происхождения, представленные серо-зелеными и бурыми биотитовыми гнейсами, то существенно плагиоклазовыми с подчиненным количеством кварца, то существенно кварцевыми, а также кварцево-слюдяными сланцами. Соотношения между отдельными частями осадочной толщи разреза точно не устанавливаются, но по ряду признаков можно считать кварцево-слюдяные сланцы более молодыми отложениями.

Ко второй группе пород, главным образом изверженного происхождения, принадлежат гранито-гнейсы и ортогнейсы, двуслюдяные и мусковитовые, а также часть биотитовых гнейсов впадины Киргизбай.

Мусковитовые гранито-гнейсы — это неравномернозернистые, порфировидного сложения, массивные или рассланцованные породы. Окраска непостоянна — розоватая и зеленоватая. В краевых частях они представлены лейкократовыми гранито-гнейсами.

Двуслюдяные граниты отличаются наличием, наряду с калиевыми полевыми шпатами (ортоклазом и микроклином), кислого плагиоклаза и кварца, а также зеленого биотита и мусковита.

Биотитовые гнейсы состоят из кварца, полевого шпата (плагиоклаза и калиевого) и слюды. Они характеризуются отчетливой слоистостью и развитием очковых текстур.

Следует отметить, что породы как первой, так и второй группы обычно сильно изменены и рассланцованы. Им свойственны полосатые и очковые текстуры, часто подчеркнутые наличием цветного минерала, а также плойчатостью и гофрировкой. Более массивное сложение наблюдается лишь среди гранито-гнейсов.

Что касается соотношения двух описанных групп пород, то они не везде отчетливы. Тем не менее в ряде случаев (например к северу от колодца Киргизбай) можно указать на наличие мелких жил гранито-гнейсов и ортогнейсов, секущих парагнейсы. Так как гранито-гнейсы и ортогнейсы срезаются каледонскими гранитами, а от протерозойских интрузий[1] резко отличаются общим обликом и составом, то М. И. Александрова и Б. И. Борсук считают возможным относить их к археозою.

Весьма интересно, что в пределах археозоя (?) названные исследователи выделяют два интрузивных комплекса, отличающихся друг от друга как по степени метаморфизма и дислоцированности, так и по минералогическому составу. Один их них представлен в настоящее время биотитовыми ортогнейсами, другой — мусковитовыми и двуслюдяными гранито-гнейсами. При этом биотитовые гнейсы представляют собой, очевидно, остаток наиболее древнего интрузивного комплекса, так как их прорывают жильные породы, связанные с мусковитовыми и двуслюдяными гранито-гнейсами.

В заключение укажем, что сколько-нибудь четких взаимоотношений всех описанных образований не только с протерозоем, но и с нижним палеозоем в пределах Чуйского геоантиклинального поднятия не наблюдается. Поэтому М. И. Александрова и Б. И. Борсук относят их к археозою на основании лишь общих соображений — сложной дислоцированности и интенсивному региональному метаморфизму.

В Джильтавской глыбе, как указывалось выше, выходы архея (?) наблюдаются в двух пунктах. Для северо-западного выхода, расположенного на границе Джильтавской глыбы с Сарытумским грабеном, сведения крайне скудны. Известно лишь, что вдоль разлома, разграничивающего эти структуры, прослеживается полоса гнейсов, главным образом роговообманковых и слюдяных, на юго-западе несогласно перекрытых красноцветными лавами

[1] К протерозойским интрузиям М. И. Александрова и Б. И. Борсук относят гранито-гнейсы Атасуйского района, на характеристике которых мы подробно останавливаемся ниже.

среднего девона, на юго-востоке прорванных гранодиоритами, сходными с массивами, известными севернее и датируемыми как досилурийские (γ_3).

Данные об отложениях архея (?), вскрывающихся на юго-востоке структуры, несколько полнее. Судя по материалам И. В. Хохлова и Л. П. Зоненшайна, проводивших в этом районе съемочные работы, образования этого возраста прослеживаются здесь в виде двух полос, северо-западного направления, с юго-запада обрезанных разломами, с северо-востока прорванных гранитными интрузиями и перекрытых более молодыми осадочными образованиями. Одна из них, захватывающая горы Тюлькули и Анрахай, а также ряд возвышенностей к северо-западу и юго-востоку от них, имеет общую протяженность около 100 км при ширине в 4—5 км. Другая, расположенная к северо-востоку от уроч. Итиикан, не превышает 35 км в длину, но имеет ширину до 10 км.

С точки зрения состава здесь развиты разнообразные гнейсы — биотитовые, биотито-роговообманковые, двуслюдяные и пр., а также кристаллические сланцы с преобладанием слюдисто-полевошпато-кварцевых, амфиболиты и мраморы. Все они интенсивно дислоцированы и образуют узкие дополнительно осложненные мелкой гофрировкой и плойчатостью изоклинальные складки, часто стоящие на головах. В связи с этим судить о мощности и стратиграфической последовательности толщи весьма трудно.

Однако И. В. Хохлов и Л. П. Зоненшайн считают возможным выделить здесь ряд полос, одни из которых сложены в основном кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами, другие — ортогнейсами — биотитовыми и роговообманковыми. Первые, по их мнению, представляют собой измененные осадочные породы, так как сохранили местами реликты структуры материнских пород, вторые возникли за счет гранитов и характеризуются наличием жильной серии амфиболитовых и ортогнейсовых даек, а также мелких пегматитовых жил. В ряде мест эти авторы наблюдали рвущие контакты ортогнейсов и парапород.

Возраст всех описанных образований И. В. Хохлов и Л. П. Зоненшайн принимают как архейский. Основанием для этого служит, во-первых, глубокий метаморфизм и дислоцированность толщи, во-вторых, данные Н. П. Костенко, о том, что в районе, расположенном западнее, наблюдается несогласное налегание нижнего и верхнего протерозоя на породы, аналогичные рассмотренным. В конгломератах верхнего протерозоя встречена обильная галька их.

В Бурунтавском геоантиклинальном поднятии, по данным А. Е. Репкиной, подробно изучавшей этот район в течение ряда лет, архей (?) представлен гнейсами и кристаллическими сланцами, изредка включающими линзы мраморов. Здесь развиты преимущественно серые, реже зеленоватые гнейсы и темноокрашенные кристаллические сланцы как с массивной, так и с линейно-полосчатой гнейсовой текстурой. По составу здесь выделяются аплитовидные гнейсы с резко преобладающим кварцем и подчиненным количеством плагиоклазов и слюдистых минералов, а также гранатсодержащие биотито-мусковитовые гнейсы.

Глубокий метаморфизм описанных образований не позволяет с достоверностью судить об исходном материале, послужившем для их возникновения, тем не менее А. Е. Репкина приходит к выводу о том, что значительная часть указанных пород представляет собой парагнейсы. Наряду с последними в описываемой толще наблюдаются ортопороды, представленные огнейсованными гранитами. А. Е. Репкина выделяет их в самостоятельную группу и связывает с древнедокембрийской складчатостью.

Отличительной особенностью древних гранитов является их повсеместное огнейсование. Лишь в отдельных участках выходят мелкозернистые, массивного сложения граниты, обнаруживающие, однако, явные признаки перекристаллизации в твердом состоянии. Сланцеватость, свойственная гра-

нито-гнейсам и совпадающая с общим простиранием вмещающих пород, значительно затрудняет выделение их как магматических образований. Однако явно рвущие контуры, а также состав, общегранитный облик пород и свойственная им бластогранитовая структура заставляют видеть в них несомненно интрузивные тела.

Основное развитие среди гранито-гнейсов имеют красноватые, почти мясокрасные разности с калиевым полевым шпатом, в значительной части представленным решетчатым микроклином. Кроме того, встречаются серые гранито-гнейсы, представляющие собой равномерно-зернистые породы с бластогранитовой структурой. По составу это двуслюдяные граниты, мусковитобиотитовые.

Иной точки зрения на образования архея (?) в районе Каракамысской глыбы придерживается В. С. Коптев-Дворников, исследовавший их в связи с проводимым им длительным изучением гранитов Каибской интрузии (Коптев-Дворников, 1960). По его данным, архейские (?) образования представлены здесь гранито-гнейсами и инъекционными гнейсами, содержащими прослои типичных кварцитов, слюдяно-кварцитовых сланцев и мраморов. Все перечисленные образования возникли за счет гранитизации и инъекционного метаморфизма песчано-глинистых осадков, содержащих прослои карбонатных пород. При этом степень метаморфизма описываемых образований отвечает средней ступени превращений фации слюдяных сланцев.

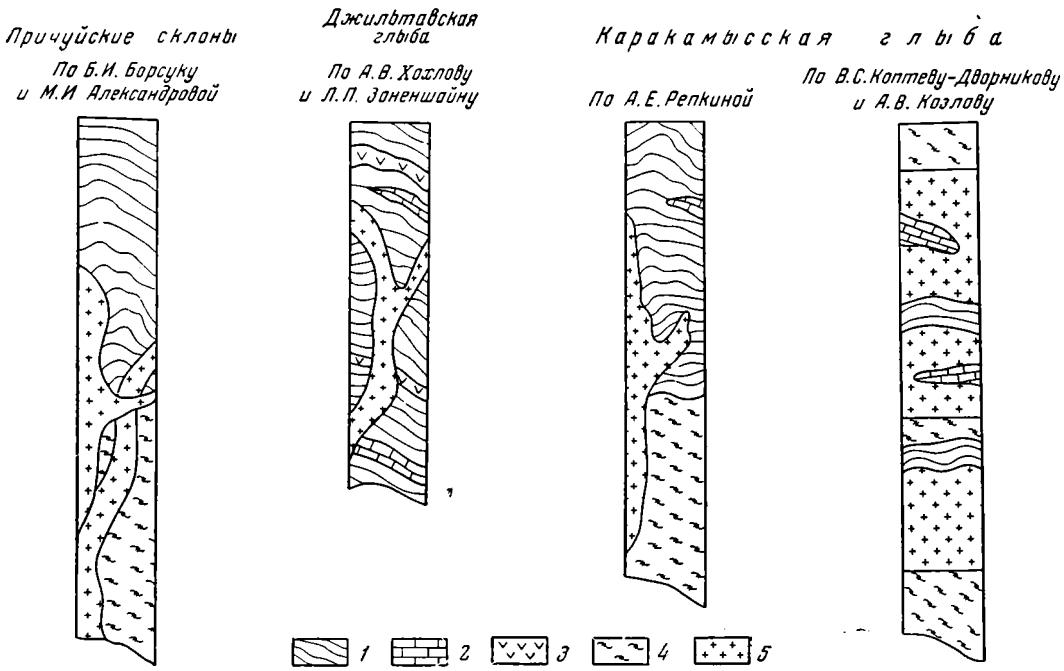
Среди гранито-гнейсов преобладают сланцеватые, мелко-, средне- и крупнозернистые, биотитовые, реже мусковитовые и двуслюдяные разности, чередующиеся между собой и связанные друг с другом постепенными переходами. Часто в связи с присутствием больших зерен калиевого полевого шпата они порфировидны. Иногда встречаются плагиоклазовые разности. Под микроскопом в породах видны участки с гранобластическими агрегатами плагиоклаза и кварца. Калиевый полевой шпат всегда производит впечатление новообразования, связанного с привносом вещества. Через зоны инъекционных гнейсов и фельшпатизированных пород гранито-гнейсы связаны постепенным переходом с слюдяно-кварцитовыми сланцами, образующими в гнейсах прослои до нескольких десятков метров. Под микроскопом часто можно наблюдать образование порфиробластов микроклина, как бы секущих сланцеватость. При образовании инъекционных гнейсов материал слюдяно-кварцитовых сланцев оказывается пронизанным многочисленными тонкими прожилками аплитового, реже аплито-пегматитового состава. Таким образом, вся картина соотношения внутри пород архея (?) Каракамысской глыбы, по мнению В. С. Коптева-Дворникова, типична для продуктов метаморфизма песчано-глинистых отложений, испытавших инъекционный метаморфизм и гранитизацию в обстановке складчатости.

Наконец, последний выход архея (?), упомянутый нами в начале настоящей главы, расположен к юго-востоку от уроч. Каракамыс и к северо-западу от п-ова Мын-Арал. По данным Б. М. Келлера и др. (1958), занимавшихся детальной съемкой этого района, здесь развиты гнейсы, слюдяные сланцы, а в восточной части площади также зеленоватые рассланцованные амфиболиты и мраморы. Петрографический состав пород детально не изучен, но макроскопически отмечается большое сходство их с породами Каракамысской глыбы, с которой некогда они, вероятно, и были связаны воедино. Современное положение их в краевой части Прибалхашского прогиба объясняется, очевидно, разрывной тектоникой, выведшей на один уровень с толщами более молодого возраста этот отторженец пород археозоя (?).

Заканчивая на этом описание отложений, условно относимых нами к архею, следует отметить, что, как это видно из изложенного выше, взгляды различных исследователей на природу этих древних метаморфических образований резко расходятся. Одни из них, как например, М. И. Александрова, Б. И. Борсук, А. Е. Репкина, И. В. Хохлов и Л. П. Зоненшайн,

пытаются выделить здесь две группы пород — метаморфизованные осадочные толщи или парагнейсы и ортогнейсы, произошедшие за счет изменения интрузивных образований. Другие, как В. С. Коптев-Дворников, значительную роль придают инъекционному метаморфизму и процессам позднейшей гранитизации (см. фиг. 39).

Автору настоящей работы, к сожалению, не привелось посетить лично районы развития рассматриваемых древних толщ, однако позволим себе отметить, что толкование, данное второй группой исследователей, кажется



Фиг. 39. Сопоставление разрезов архейских отложений Бет-Пак-Далы:

1 — кристаллические сланцы: кварцево-слюдяные, слюдисто-полевошпатово-кварцевые и пр.; *2* — мраморы; *3* — амфиболиты; *4* — разнообразные парагнейсы; *5* — ортогнейсы, гранито-гнейсы, инъекционные гнейсы

нам более убедительным. Действительно, широкое развитие явлений гранитизации в образованиях докембрия в настоящее время признается большинством ученых независимо от того, на какой платформе они стоят, т. е. рассматривают ли они гранитизацию как самостоятельный процесс или как процесс, обусловленный магматической деятельностью. Несомненно, что специфические условия, в которых находились эти древние слои земной коры, способствовали метасоматическому преобразованию пород и развитию в них явлений инъекции и мигматизации. Важно отметить при этом, что процессы метасоматические и магматические в этих глубинных зонах были столь тесно переплетены между собой, что едва ли породы магматического происхождения могут быть выделены здесь с полной достоверностью.

В связи со сказанным мы считаем, что если материалы первой группы исследователей, выделяющих в породах архея (?) четкие интрузивные комплексы и даже несколько генераций их, будут пересмотрены под этим углом зрения, то описанные ими «рвущие контакты» и другие признаки, заставляющие классифицировать эти образования как интрузивные тела, возможно получат иное толкование. Напомним, что производившиеся в последние годы тематические работы над изучением докембрия гор Кокчетау (Трусова, 1956)

и р. Улутау (Штрейс, 1960; Павлова, 1960) также показывают, что основная масса гранито-гнейсов этих районов является образованиями метасоматическими.

ПРОТЕРОЗОЙ

Образования, относимые нами к протерозою, четко подразделяются на две резко отличающиеся друг от друга части. Нижнюю мы будем именовать пока просто протерозой (Pt), верхнюю — рифей (Rf). Опишем раздельно каждую их этих толщ.

Протерозой представлен в районе Бет-Пак-Далы главным образом кварцитами и микрокварцитами, а также метаморфическими песчаниками и сланцами. В противовес архею (?) отложения этого возраста распространены весьма широко, слагая обширные поля в областях геоантиклинальных поднятий и глыб. Выходы их известны в следующих пунктах.

1. В Атасу-Моинтинском геоантиклинальном поднятии, где они вскрыты в горах Алабас, а также в дугообразно изогнутой полосе, прослеживающейся далее на юг через верховья р. Талды-Монака к горам Қабантау, Жельдыта / и др.

2. В Бурунтавском геоантиклинальном поднятии протерозойскими отложениями сложены весьма значительные пространства. Так, обширные площади их наблюдаются к западу и югу от Булаттавского гранитного массива, а также в юго-восточном участке антиклинория у колодца Ойкудук, гор Суукадыр и далее к юго-востоку от них в узких клиньях, зажатых между разломами и протягивающихся по направлению к уроч. Шепшек-Базоба.

3. Весьма обширные области занимают отложения этого возраста на территории Чуйского геоантиклинального поднятия. Здесь ими сложена почти вся Чуйская глыба, а также значительная полоса в районе гор Жаман-Тюбе. Кроме того, мелкие выходы протерозоя известны внутри Кендерлыкского гранитного массива и к югу от гор Курманчите.

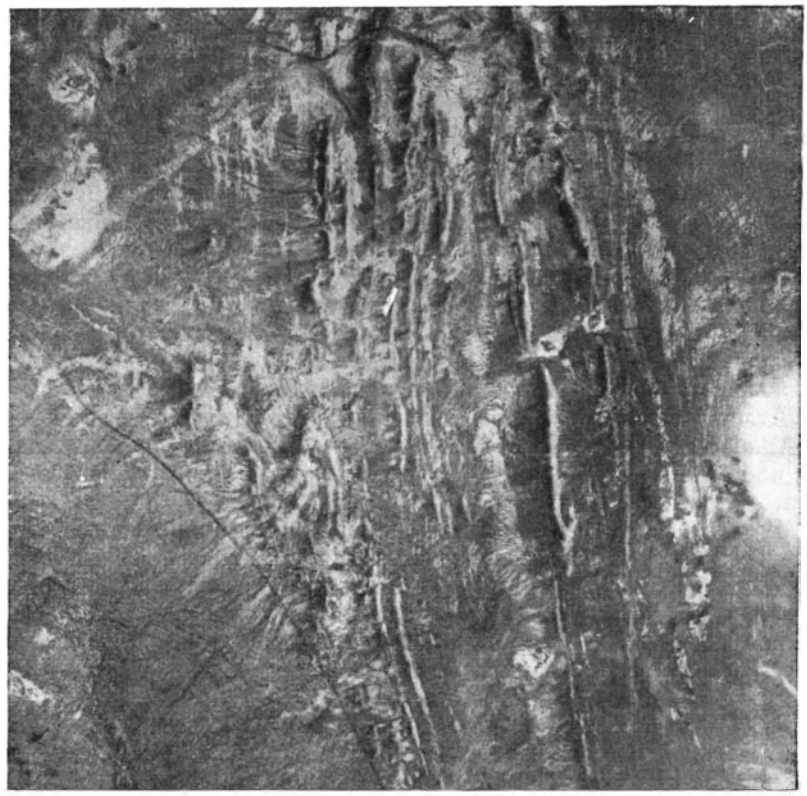
4. Наконец, в области центрального грабена протерозой развит слабо, выступая лишь в трех пунктах: в горах Ергенекты, к юго-востоку от гор Агашжайляу и к юго-западу от гор Котнак, где он образует узкие полосообразные выходы, со всех сторон зажатые разломами.

Как мы увидим далее, подробно изученные в настоящий момент отложения нижней части протерозоя во всех перечисленных выше районах имеют много общего в своем строении.

БУРУНТАВСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Начнем наше описание с территории Бурунтавского геоантиклинального поднятия, по которому располагаем наиболее полным материалом, проверенным на многочисленных разрезах. Разберем два, наиболее полных из них, а именно разрез близ родника Егинбулак, характерный для всего поля развития протерозоя к юго-востоку от него, и разрез вблизи колодца Ойкудук, также выдерживающийся на значительной площади. Как в том, так и в другом разрезе протерозойские отложения подразделяются на три части: 1) свиту зеленых кварцево-хлоритовых сланцев; 2) свиту белых кварцитов; 3) свиту серых кварцитовых сланцев и филлитов. Первая из них имеет сравнительно ничтожное распространение, вскрываясь лишь в ядрах антиклинальных складок. Таковы, например, неоднократно упоминавшиеся нами крупные «сводовые» структуры к западу от родника Егинбулак, и узкие антиклинальные перегибы у колодца Ойкудук. Две другие свиты распространяются значительно шире, слагая собой бо́льшую часть территории Бурунтавского геоантиклинального поднятия.

В районе родника Егинбулак нижняя свита (Pta) обнажена довольно плохо. Среди широких задернованных пространств, покрытых суглинка-



Фиг. 40. Характер выходов свиты белых кварцитов (Pt_2b)

ми, встречаются лишь отдельные низкие гривки, чаще же щебень и высыпки слагающих ее зеленых сланцев. В ряде мест она вскрыта шурфами, позволившими более тщательно проследить распространение, характер и состав свиты. Последний крайне однообразен. Здесь развиты серо-зеленые, местами более темные, местами желтоватые, вследствие выветривания, кварцево-хлоритовые и тальково-хлоритовые сланцы, часто окварцованные, огнейсованные, как правило, сильно плойчатые и рассланцованные. Характерно чередование тонких прослоев хлоритового вещества, обогащенного кварцем. Очень много жильного кварца, проникающего в породу по сети мелких трещинок, образующих местами сложную паутину. Встречаются также более мощные кварцевые жилы, иногда слагающие небольшие холмы, обычно же дающие широкие разносы.

Залегание свиты кварцево-хлоритовых сланцев очень изменчиво, ввиду интенсивной мелкой складчатости, скрученности и гофрировки, хорошо видимой в отдельных образцах и обнажениях. Истинная мощность ее неизвестна, ввиду неясности нижней границы. Видимая мощность принимается нами равной 1500 м. Цифра, несомненно, является очень приближенной, так как точному подсчету мощности мешает отсутствие чистых разрезов и сложная мелкая складчатость, свойственная развитым здесь породам.

Выше по разрезу располагается весьма мощная и однообразная свита белых кварцитов (Ptb). Характер выходов ее весьма своеобразен, так как породами этой свиты сложены обычно наиболее высокие скалистые группы сопок, выделяющиеся на снимках в виде четких остроконечных хребтов и гряд (фиг. 40). Они дают хорошие чистые обнажения, позво-

ляющие составить подробный разрез свиты и говорить о необычайной монотонности ее состава. Здесь развиты белые и желтоватые кварциты и микрокварциты, как правило, сильно рассланцованные и превращенные в настоящее время в кварцитовые сланцы. Они образуют весьма характерную тонкоплитчатую щебенку, напоминающую древесные щепки и покрывающую все склоны холмов.

Сильно развито вторичное окварцевание пород, при этом окварцованные разности представлены белыми сахаровидными кварцитами, выделяющимися своей массивностью. Они образуют среди кварцитовых сланцев неправильной формы линзы и прослои мощностью от 10—30 до 50 м. Лишь местами прослои таких вторично окварцованных пород раздуваются, достигая 400—500 м. Как показало микроскопическое изучение сахаровидных кварцитов, большинство их образовалось за счет окварцевания карбонатных пород — известняков и мраморов.

Следует отметить наличие среди свиты кварцитовых сланцев и микрокварцитов обогащенных гематитом прослоев, появляющихся в верхней части разреза. Гематит проникает в породу в виде тонко распыленной массы или образует сплошные полоски в 1—2 мм толщиной. При выветривании такие гематизированные прослои (некоторыми авторами именуемые железистыми кварцитами) приобретают бурую и желтоватую окраску, хорошо выделяясь среди окружающих светлоокрашенных пород. Мощность их невелика и обычно изменяется от 1 до 5 м.

В качестве иллюстрации приведем конкретный разрез кварцитовой свиты, прослеженный нами на крайнем северо-западе описываемого поля протерозоя, непосредственно восточнее Ергебулакского гранитного массива. Снизу вверх здесь обнажаются:

	Мощность, м
PtЬ 1. Микрокварциты и кварцитовые сланцы белые, тонкоплитчатые, сильно рассланцованные, с характерной дощатой отдельностью	500
» 2. Микрокварциты серые, более массивные	100
» 3. Кварциты желтовато-белые, зернистые, сильно рассланцованные	150
» 4. Микрокварциты желтовато-белые	600
» 5. Микрокварциты белые и желтоватые, сильно рассланцованные. В них встречаются темные разности, пропитанные марганцевыми растворами	350
» 6. Выходы в виде отчетливых гряд с простиранием 30—35° тех же микрокварцитов, местами пятнистых	400
» 7. Пачка переслаивания белых кварцитовых сланцев и бурых зернистых кварцитов, обогащенных гематитовым веществом. Последние образуют несколько подчиненных прослоев мощностью в 1—5 м	200
» 8. Зернистые кварциты темно-серые и черные, с подчиненными прослоями (по 10—15 м) белых и желтоватых кварцитов	100
» 9. Кварциты черные, массивные	100

Приведенный разрез вскрывает всю свиту снизу вверх, захватывая также и наиболее верхние ее горизонты (слои 7, 8 и 9), характеризующиеся появлением темных кварцитов и прослоев рудных, обогащенных гематитом, пород. Однако горизонты сахаровидных кварцитов, образовавшихся за счет известняков и появляющиеся спорадически, в этом разрезе отсутствуют. Для характеристики их приведем другой разрез, наблюдавшийся несколько восточнее. Снизу вверх стратиграфически здесь прослежено:

	Мощность, м
PtЬ 1. Глыбы и коренные выходы микрокварцитов белых и светло-серых; в понижениях между холмами щебень тонко рассланцованных кварцитовых сланцев	200
» 2. Кварцитовые сланцы, чередующиеся с белыми сахаровидными крепкими кварцитами, обнаруживающими под микроскопом реликтовую структуру карбонатных пород. Мощность прослоев сахаровидных кварцитов колеблется от 10 до 25 м	200
» 3. Кварцитовые сланцы белые и желтоватые, с дощатой отдельностью . . .	150

	Мощность, м
Ptb 4. Кварциты белые, сахаровидные, образующие массивный, выдающийся в рельефе прослой	50
» 5. Микрокварциты белые и светло-серые, тонкослоистые. В них заметны прослои (измеряющиеся миллиметрами) темного слюдистого и обогащенного гематитом вещества, собственно и придающие породе слоистость. Кварциты сильно смяты, местами плойчаты	150
» 6. Кварцитовые сланцы и микрокварциты то более светлые, сахаровидные, то более темные, с примесью слюдистого и гематитового вещества	300

Что касается характера залегания описываемой свиты белых кварцитов, то, как это неоднократно отмечалось выше, развитые здесь породы сильно рассланцованы и кливажированы. Пликативные деформации в них имеют характер крупных «сводовых» структур с крутыми крыльями и почти горизонтально выположенной центральной частью. Простирание толщи изменчиво. Падение в разные стороны под углами 50—70°. Мощность толщи очень велика и достигает 2000 м.

Следующей по разрезу является свита серых кварцитовых сланцев и филлитов (Ptc), залегающая в рассматриваемом районе без резкого несогласия на только что описанной толще. Состав этой верхней свиты, заканчивающей собой образования, относимые нами к протерозою, чрезвычайно непостоянен и пестр. Здесь развиты непрерывно чередующиеся между собой серые кварциты, часто железистые; кварцитовидные, изредка аркозовые, песчаники; хлорито-серицитовые, кварцито-хлоритовые и графитовые сланцы; мраморы, часто окварцованные, как правило, сильно рассланцованные и превращенные собственно уже в карбонатные сланцы. Кроме того, много кремнистых сланцев и филлитов, преобладающих в верхних частях толщи.

Прослои отдельных пород имеют самую разнообразную мощность от нескольких до десятков и сотен метров. Более устойчивые из них (например, кварциты, кварцитовые песчаники и кремнистые сланцы) обычно обнажаются в виде узких, выдающихся в рельефе гребней. В понижениях наблюдаются выходы легко разрушаемых мягких пород — хлорито-серицитовых, графитовых сланцев и филлитов.

Общая окраска толщи серая и темно-серая, местами почти черная, при выветривании бурая. Часто встречается жильный кварц, буквально пронизывающий породы и образующий целую сетку согласно идущих жил и тонких прожилков. Это придает выходам описываемой толщи весьма своеобразный вид, что позволяет легко узнавать ее на аэрофотоснимках. Обилие жильного кварца, несомненно, связано с интенсивной раздробленностью толщи и наличием внутри нее многочисленных мелких разрывов и сколов. В хорошо обнаженных местах сколы прекрасно видны на аэрофотоснимках.

Следует отметить, что чередование перечисленных выше типов пород происходит в свите не беспорядочно. В низах ее доминирующее значение имеют кварциты, джеспиллиты, кварцитовидные и аркозовые песчаники с явно выраженной обломочной структурой, в верхах — кремнистые, графитовые сланцы и тонколистоватые филлиты с характерными шелковистыми поверхностями. В подчиненном количестве как в верхней, так и в нижней части иногда встречаются прослои мраморов. Мощность свиты в данном районе приближенно определяется нами в 1000 м.

Приведем конкретный разрез рассматриваемой толщи осадков, наблюдавшийся автором настоящей работы в северо-западной части характеризуемого участка. Вслед за выходами белых кварцитов, слагающих собой высокую гряду холмов, здесь обнажаются снизу вверх:

	Мощность, м
Ptc 1. Аркозовые песчаники серые и темно-серые, давленные и рассланцованные	120
» 2. Прослой железистого кварцита темно-серого и тонкослоистого	25
» 3. Пачка кварцитовидных песчаников серых, сильно рассланцованных, зачастую переходящих в тонколистоватые кварцитовые сланцы	100
» 4. Железистые кварциты массивные, темно-серые, почти черные	30

	Мощность, м
Ptc 5. Кварцитовые сланцы тонкоплитчатые, давленые и мятые, черные, с подчиненными прослоями и линзами черных мраморов	250
» 6. Кремнистые сланцы темно-серые, яснослоистые, образующие низкие тонколистоватые гривки	50
» 7. Серицито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы, сильно гофрированные	80
» 8. Гривки кремнистых сланцев серых и темно-серых, слоистых	25
» 9. В понижении между холмами плохо обнаженное пространство с низкими гривками и высыпками черных филлитов с характерными блестящими шелковистыми поверхностями. Породы интенсивно сплоены	100
» 10. Пачка кварцитовых и графитовых сланцев серых и черных. В виде подчиненных (не превышающих 1—2 м) прослоев встречаются массивные черные вторичные кварциты	150

Микроскопическое изучение пород трех описанных свит Егинбулакского разреза, проведенное В. С. Коптевым-Дворниковым, позволило выделить в них ряд петрографических типов и подойти к вопросу о первичном материале этих метаморфических образований.

Так, в нижней сланцевой свите (Pta) отчетливо намечаются две разновидности сланцев. Первая состоит из сильно рассланцованной чешуйчатой массы хлорита с примесью неравномерно распределенного мелкозернистого кварца и серицита, а также тонко распыленного титанита. Местами в нее погружены мелкие обломки кварцево-хлоритовых сланцев и метасоматических кварцитов, которые, судя по остаткам карбоната, возникли из мраморов. Кроме того, наблюдаются контуры, заполненные серицитом — несомненно бывшие зерна плагиоклаза. Последние встречаются редко, и в таких случаях здесь же присутствует эпидот.

В другой разности кварц и хлорит содержатся примерно в равных количествах и слагают собой мелкозернистую гранолепидобластическую массу, в которой наблюдается ничтожная примесь зерен альбита, циркона, изредка турмалина. Серицит развит в незначительных количествах, причем иногда находится в параллельном срастании с хлоритом, типичным для псевдоморфоз по биотиту. Наконец, здесь же встречаются редкие, но явно обломочные зерна кварца и осколки больших лейст плагиоклаза — несомненно бывшие вкрапленники эффузивов. Как в тех, так и в других разностях сланцев обычно наблюдаются тонкие прожилки крупнозернистого кварца, иногда отороченные единичными зернами титанита, иногда содержащие светло-коричневый, отчетливо плеохроичный биотит или, наконец, скопление листочков хлорита. По-видимому, возникновение их было разновременно, чем и объясняется различный минералогический состав. Наличие же описываемых прожилков с несомненностью свидетельствует о близком соседстве магматических источников.

Таким образом, на основании микроскопического изучения пород описываемой свиты (Pta), создается впечатление, что исходным материалом для нее явились кремнистые осадки типа туффитов с примесью большего или меньшего количества обломочного материала. Накопление туффитов происходило в областях излияния основных эффузивов. Позже, под влиянием метаморфизма они были изменены до состояния зеленых сланцев.

В свите белых кварцитов (Ptb) намечается большее число разновидностей. Здесь выделяются:

К в а р ц и т о в ы е с л а н ц ы, почти целиком сложенные тонкозернистым кварцем с ясно выраженным волнистым угасанием. Размер зерен кварца 0,1—0,2 мм, редко меньше, форма их обычно вытянутая в направлении сланцеватости, края слегка зазубрены. В качестве ничтожной примеси присутствуют хорошо ориентированные в пространстве тонкие чешуйки серицита, а также выделения гематита. Текстура пород сланцеватая, структура гемигранобластическая.

Сланцеватые микрокварциты с размером зерен кварца в среднем 0,5 мм. Для таких разностей характерна хорошо выраженная гетеробластическая структура с обособлением более крупнозернистых полос и участков, в краевых частях которых иногда появляются скопления мелкочешуйчатой бесцветной слюды.

Рудные кварцитовые сланцы, в которых масса кварца прорастает мелкими, просвечивающими бурыми чешуйками гематита. Последние или только обогащают, или целиком слагают отдельные тонкие (до 1 мм) полоски, вытянутые в направлении сланцеватости.

Все указанные породы обладают отчетливыми признаками дробления. В них наблюдаются трещины катаклаза, ориентированные как в продольном, так и в поперечном, по отношению к сланцеватости, направлениях. Вдоль этих трещин, вследствие милонитизации, возникают тонкозернистые агрегаты кварца — местами прожилки его шириной до 1—2 мм, обладающие резкими прямолинейными границами. В строении прожилков участвует как мелкозернистый (0,2—0,3 мм), так и крупнозернистый (1,0—1,5 мм) кварц, причем отмечены случаи резкой разницы в величине зерен для различных ответвлений одной и той же системы прожилков. Кроме изометрических зерен кварца в прожилках часто встречаются также призматические выделения его, нарастающие нормально к их границам.

Те участки кварцитовых сланцев и микрокварцитов, которые подверглись особенно интенсивному дроблению и перекристаллизации, оказались в большей или меньшей степени замещенными вторичным кварцем, развитым не только в виде прожилков, но и в виде замкнутых участков различной формы и очертаний. Последние, впрочем, нередко имеют непосредственную связь с прожилками. В результате образуются весьма неоднородные такситовые породы с полным исчезновением признаков исходных кварцитовых сланцев и микрокварцитов.

Перекристаллизация рудных кварцитовых сланцев сопровождается переотложением в них серицита и рассеянного гематита с образованием скопления более крупных зерен. Эти скопления занимают поперечные, по отношению к сланцеватости, трещины или имеют беспорядочную ориентировку, придающую породам явно брекчиевидный характер, хорошо различимый и невооруженным глазом.

Наиболее перекристаллизованные разности описываемых пород могут быть выделены под названием вторичных кварцитов. Они состоят из гемео- и гетеробластического агрегата кварца с размером зерен от 0,5 до 1 мм и меньше (от 0,2—0,3 мм). Для некоторых из них является характерной ромбоэдрическая и идиоморфная форма зерен кварца, в то время как поперечные разрезы гексагональных очертаний отсутствуют. В случае гетеробластических структур между большими ромбоэдрическими зернами располагается мелкозернистый кварц и рудные частицы. Такая особенность структуры описанных кварцитов может быть объяснена тем, что они представляют собой метасоматические образования, возникшие путем окварцевания мраморов. Псевдоморфозы кварца по карбонату при этом сохраняют внешние очертания последнего.

Подводя итоги данным микроскопического изучения, следует отметить, что описанная группа пород отличается полным отсутствием каких-либо реликтов обломочного происхождения, а также необычайной однородностью структур и состава. Из примесей может быть отмечен лишь гематит, иногда встречающийся в значительном количестве. Указанные признаки с несомненностью свидетельствуют о том, что микрокварциты и кварцитовые сланцы данной толщи возникли за счет хемогенных кремнистых осадков, в своем накоплении связанных с вулканическими явлениями. Полное отсутствие хлорита и присутствие серицита в описываемых осадках позволяет предполагать, что последние сопровождали кислые излияния. Отложение

кремнистого вещества время от времени, очевидно, прерывалось накоплением карбонатного материала с образованием прослоев мраморов. Последние, вследствие метаморфизма в среде, столь богатой кремнеземом, оказались в дальнейшем целиком окварцованными. Такие вторичные кварциты, как это показано выше, обладают реликтовой структурой замещенного карбонатного материала.

Под микроскопом в свите серых кварцитовых сланцев и филлитов (Ptc) были выделены следующие разности пород.

Серицито-хлоритовые и кварцитовые сланцы принадлежат к группе интенсивно метаморфизованных пород и обладают резко выраженной сланцеватостью, подчеркнутой ориентировкой хлорита и бесцветной слюды. Кварц прорастает листоватыми минералами. Величина листочков серицита и хлорита достигает 0,3 мм, а редких, секущих сланцеватость листочков мусковита — 0,5 мм. В значительных количествах в этих породах наблюдается карбонат в виде зерен величиной около 0,5 мм, а также светло-зеленый турмалин в виде широких призм длиной до 5 мм.

Кварцитовидные или метаморфические песчаники обладают отчетливыми реликтами обломочной структуры исходных образований. Они состоят главным образом из овальных, окатанных или несколько угловатых обломков кварца величиной 0,3—0,5 мм. Кварц слабо волнисто угасает, трещиноват, иногда содержит включения циркона или апатита. Кроме того, встречаются зерна несколько серицитизированного альбита, иногда редкие, иногда более обильные, местами даже преобладающие над кварцем обломки тонкозернистых яшмового типа пород и крупные зерна волнистоугасающего жильного кварца. Изредка наблюдаются обломки гранитоидов, состоящие из сростков плагиоклаза и кварца с типичными для гипидиоморфно-зернистых структур взаимоотношениями. В некоторых разностях количество интрузивного материала резко возрастает, и тогда песчаники переходят в аркозовые. В последних среди цементирующей массы, представленной мелкозернистым кварцем со скоплениями эпидота, отмечено также присутствие зерен тонкозернистого микроклина.

Цементирующая масса большинства кварцитовидных, метаморфических песчаников состоит из отчетливо сланцеватого агрегата, мелких зерен кварца, отороченных серицитом, хлоритом и слабо плеохроичной гидрослюдой. Количество листоватых минералов в ней непостоянно: иногда они играют подчиненную роль (в этих случаях исходные породы обладали, вероятно, кремнистым цементом), иногда количество их увеличивается. Исходным материалом для таких разностей, явно преобладающих, явились, очевидно, глинистые песчаники, в которых на месте глинистого цемента возникли слюды и хлорит-пеннин. Наконец, дальнейшее увеличение листоватых минералов в цементе влечет за собой переход песчаников в филлиты. Довольно обычен также в цементе буроватый или зеленовато-бурый турмалин, развитый в отдельных призмах или сростках. Значительно реже встречается магнетит.

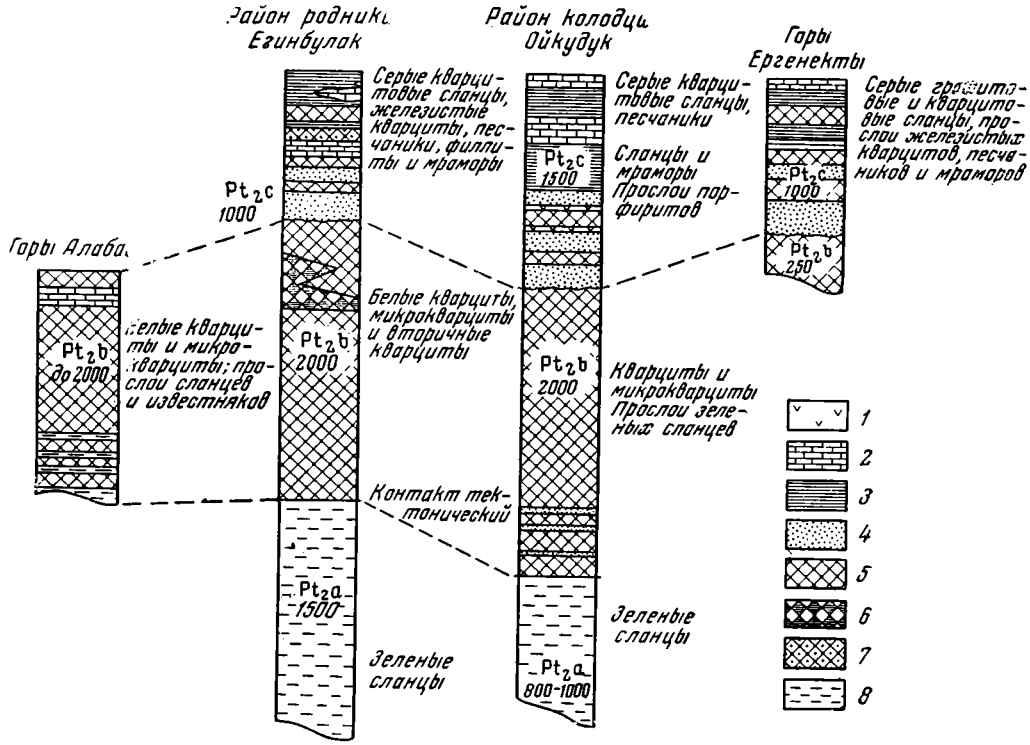
Филлиты представляют собой тонкосланцеватые породы, состоящие почти исключительно из чешуек серицита, между которыми в отдельных прослоях размещены скопления очень свежих зерен кварца. Местами порода обогащается рудной пылью гематита, скапливающейся отдельными прослойками. Секущие и продольные прожилки, наблюдающиеся в шлифах, состоят из неравномернозернистого кварца, среди которого встречаются иногда призмы турмалина, а в одном случае были обнаружены многочисленные зерна бесцветного флюорита.

Кремнистые сланцы состоят из отчетливо сланцеватой массы тонкозернистого кварца, проросшего небольшим количеством чешуек серицита. В породах встречаются довольно многочисленные эллипсоидальные контуры, заполненные более крупными (до 0,05 мм) зернами кварца, типич-

ных для реликтов камер радиолярий. Наблюдаются редкие, секущие прожилки кварца.

Мраморы состоят из гранобластического, довольно равномерно зернистого агрегата зерен карбоната (кальцита) от 0,2—0,4 мм величиной и содержат небольшую примесь листочков талька, а также и неравномерно распределенных зерен кварца. Кроме того, наблюдаются окварцованные разности, в которых количество карбоната заметно уменьшается, и преобладающую роль начинает играть кварц.

Таким образом, характер пород, развитых в свите кварцитовых сланцев и филлитов, существенно отличен от пород нижележащей толщи. Главная



Фиг. 41. Сопоставление разрезов протерозойских отложений Бет-Пак-Далы:

1 — порфириты и их туфы; *2* — известняки; *3* — сланцы и филлиты; *4* — песчаники; *5* — кварциты; *6* — вторичные кварциты за счет известняков; *7* — железистые кварциты; *8* — зеленые сланцы

роль принадлежит здесь уже не хемогенным, а обломочным породам, при этом в низах доминирующее значение имеют кварцитовидные песчаники. Наличие среди них аркозовых разностей, состоящих из перемытого материала древних интрузий, говорит о достаточно глубоком размыве, имевшем место где-то поблизости. В верхней части свиты кварцитовых сланцев вновь начинают преобладать тонкоотмученные породы с кремнистым и глинистым цементом, а также уже чисто глинистые осадки, в дальнейшем превращенные в филлиты. Одновременно, очевидно, в небольшом количестве шло накопление карбонатного материала, давшего подчиненные прослои и линзы мраморов.

Разрез у колодца Ойкудук, характеризующий всю юго-восточную часть Бурунтавского геоантиклинального поднятия, является вторым разрезом, который мы считаем необходимым разобрать. Он очень близок к только что

рассмотренному, поэтому мы позволим себе остановиться на нем менее подробно. Здесь также наблюдается трехчленное деление протерозоя, причем нижняя свита сложена теми же зелеными сланцами, средняя белыми кварцитами, верхняя серыми кварцитами, песчаниками и филлитами (фиг. 41). Интересен контакт нижней и средней свит, в этом районе хорошо вскрытый и неоднократно нами наблюдавшийся. Он отмечен постепенным переходом, выразившимся в частом чередовании прослоев зеленых сланцев и белых кварцитов, как это видно по приводимому ниже разрезу, наблюдающемуся нами в берегах р. Каиб, к югу от одноименного ущелья. Снизу вверх здесь прослежены:

		Мощность, м
Pta	1. Кварцево-хлоритовые сланцы зеленые, с отчетливой мелкой гофрировкой	800—1000
	Переходная пачка:	
	2. Кварциты серые и белые	100
	3. Кварцево-хлоритовые сланцы, зеленовато-серые, тонко листоватые	100
	4. Кварциты белые, сахаровидные	100
	5. Метаморфические сланцы по песчаникам темно-серые, зеленоватые, пронизанные сетью кварцевых жил	50
	6. Кварциты белые, местами полосчатые, с поверхностью, покрытой черной коркой окислов железа и марганца. Подчиненные прослои зеленых и кварцево-хлоритовых сланцев	100
	7. Песчаники сильно рассланцованные и кливажированные, темно-серые, метаморфизованные. В них прослои зеленых тонколистоватых кварцево-хлоритовых сланцев	50
Ptb	8. Кварциты белые, иногда полосчатые, сильно кливажированные	Мощная толща

Таким образом, мы видим, что на границе двух нижних свит протерозоя в разрезе близ колодца Ойкудук присутствует переходная пачка слоев, отсутствовавшая в Егинбулакском районе, где этот контакт был скрыт линией разлома. Помимо кварцево-хлоритовых сланцев и кварцитов, значительная роль в ней принадлежит метаморфическим песчаникам, представляющим собой серо-зеленые, также сильно измененные породы, отличающиеся от зеленых сланцев лишь более крупной величиной зерен.

Микроскопическое изучение песчаников, проведенное Л. П. Зоненшайном, показало, что здесь встречаются песчаники двух типов. Одни — существенно кварцевые, грубозернистые, состоящие из обломков плохо окатанного кварца и лучше окатанного кварцита. Они слюдисты, в обломках присутствует мусковит, листочки которого ориентированы в одном направлении, подчеркивая сланцеватость. Обломки имеют зазубренные, занозистые окончания, что связано с метаморфизацией породы. Цемент состоит из агрегата мелких обломков кварца, мусковита, а также серицита и хлорита. Второй тип песчаников, преобладающий в разрезе, имеет более полимиктовый состав. В них встречены обломки кварца, серицитовых сланцев, филлитов, графитистых сланцев, кварцитов, слюдяных сланцев; в большом количестве наблюдаются эклогит и актинолитизированные породы; в незначительном количестве имеются обломки серицитизированного микроклина, циркона, турмалина, плагиоклаза (серицитизированного альбита). Цемент, в значительной степени метаморфизованный, состоит из актинолита, хлорита, серицита с примесью кварца и мусковита.

Как видно из состава обломочного материала песчаников, они образовались за счет разрушения древних метаморфических пород, судя по степени метаморфизма, отвечающих наиболее глубоким горизонтам протерозоя, а может быть и архея. Обилие эпидота и актинолита в обломках и в цементе говорит о значительном влиянии приноса продуктов изверженных пород основного состава, какими могли быть основные эффузивы. Незначительное количество микроклина, альбита, циркона, встреченное в некоторых шлифах, свидетельствует о примеси обломков гранитного материала.

Остальные типы пород, входящие в переходную пачку, совершенно подобны описанным в Егинбулакском разрезе и не нуждаются в повторной характеристике.

Толща вышележащих белых кварцитов, достигающая в районе колодца Ойкудук мощности до 2000 м, также неотличима от аналогичных горизонтов Егинбулакского разреза. Венчающая же отложения среднего протерозоя свита серых кварцитов, графитовых сланцев и филлитов характеризуется лишь большей полнотой разреза, в результате чего мощность ее здесь достигает 1500 м. В верхних частях свиты часто наблюдаются мощные горизонты мраморов, обычно имеющих серую и черную окраску. Кроме того, в средних горизонтах появляются прослои вулканогенного материала, представленные зелеными и зеленовато-серыми порфиритоидами и их туфами с неясно намечающейся, местами мандельштейновой структурой.

Изучение под микроскопом, проведенное Л. П. Зоненшайном, показало, что туфы порфиритоидов состоят из иголочек актинолита и очень мелких зерен эпидота, представляющих связующую массу, в которой находятся обломки соссюритизированного плагиоклаза и актинолитизированного темноцветного минерала, т. е. мы здесь имеем дело собственно с эпидото-актинолитовой породой, сохранившей участками реликты туфовой структуры.

Сами порфиритоиды представлены пироксеновыми разностями с пилотакситовой и мандельштейновой структурой. Вкрапленники принадлежат хлоритизированному моноклинному пироксену (геденбергиту) и серицитизированному плагиоклазу. Микролиты состоят из нацело серицитизированного плагиоклаза, образующего столбчатые кристаллы, и короткопризматического пироксена, такого же, как и во вкрапленниках. Из вторичных процессов чрезвычайно широко развиты серицитизация и хлоритизация. Миндалины выполнены преимущественно кальцитом, реже кварцем и хлоритом.

АТАСУ-МОИНТИНСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Протерозойские отложения Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия были изучены автором настоящей работы в северной части этой структуры — в горах Алабас, где был составлен ряд подробных разрезов их. На западе и юге — в горах Жельдытау, Кабантау и др. они описаны впервые в 1945 и 1953 гг. А. Г. Гокоевым и Н. М. Чабдаровым, а также в 1947 г. Е. А. Флеровым; позже М. И. Александровой и Б. И. Борсуком (1955), И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской (Вишневская, Кудрявцев, Трусова, 1958).

Рассмотрим наиболее характерные разрезы.

Разрез в горах Алабас представлен толщей так называемых белых кварцитов (Ptb) и пачкой переходных к нижележащей свите слоев, слагающих собой центральную, наиболее высокую часть этих возвышенностей. С северо-запада и юго-запада последние окружены наподобие бордюра более низким мелкосопочником с выходами гнейсов, заходящих во вмещающие породы в виде многочисленных неправильной формы языков.

К северу от долины р. Алабаски снизу вверх стратиграфически нами был прослежен следующий разрез свиты:

	Мощность, м
Переходная пачка:	
» 1. Пачка переслаивания белых кварцитов и зеленовато-бурых кварцево-хлоритовых сланцев, образующих прослои мощностью по 5—10 м. Выходы кварцитов отвечают резко выдающимся в рельефе гребням, выходы сланцев — более пониженным пространствам	150
» 2. Кварциты белые, сильно смятые, несколько раз меняющие свое простирание	100
» 3. Кварцево-хлоритовые сланцы зеленовато-бурые, тонко рассланцованные	50

	Мощность, м
Ptb 4. Кварциты белые и желтые, очень сильно рассланцованные, местами сплоенные и превращенные в тонколистоватые сланцы. Участками и по трещинам порода сильно гематитизирована и принимает красноватую окраску. Простирание 90—95°. Падение к северу под углом от 60 до 90°	220
» 5. Кварциты сливные, сахаровидные, вторично перекристаллизованные. Слагают вершину большой сопки, резко выдающейся в рельефе	100
» 6. Выходы гнейсов, вдающихся в толщу кварцитов в виде мощного языка. Среди сплошного поля их встречаются останцы кварцитов, наиболее крупные из которых слагают собой отдельные сопки	400
» 7. Кварциты белые, подобные описанным выше. Ими сложен высокий увал, вытянутый на северо-восток под углом 45—50°	100
» 8. Сплошная толща белых кварцитов, обычно сильно рассланцованных вплоть до кварцитовых сланцев. Местами они вторично окварцованы и превращены в плотные мелкозернистые сахаровидные кварциты	400

Таким образом, разрез свиты Ptb в горах Алабас близок к разрезу, наблюдавшемуся в Бурунтавском геоантиклинальном поднятии. В низах его (слои 1—3), так же как в разрезе у колодца Ойкудук, располагается пачка переслаивания белых кварцитов и зеленых кварцево-хлоритовых сланцев, выше прослеживается сплошная толща кварцитов. Общая мощность свиты белых кварцитов гор Алабас достигает 1800 м.

Верхнюю свиту протерозоя (Ptc) в районе гор Алабас мы не наблюдали.

Протерозойские образования юго-западной части Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия были подробно изучены А. Г. Гокоевым и Н. М. Чабдаровым, М. И. Александровой и Б. И. Борсуком, И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской. По данным первых из указанных исследователей, в основании разреза здесь залегает серия измененных до состояния порфироидов излияний кварцевых порфиров, достигающая 1200—1600 м мощности [1].

Выше резко несогласно располагается следующая кварцитовая толща, имеющая весьма широкое распространение и занимающая значительные пространства в горах Жельдытау, Кабантау и др. В состав ее входят кварциты, слюдистые кварциты и кварцитовые сланцы, имеющие белую и желтоватую окраску. В целом толща весьма однообразна, однако А. Г. Гокоев указывает, что в нижней части ее располагается пачка мощностью около 300 м, состоящая из чередования прослоев кварцитов и кварцево-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев, выше — белые и серые слюдистые кварциты.

Характерно также, как это отмечено М. И. Александровой и Б. И. Борсуком, присутствие среди пород кварцитовой толщи карбонатных осадков в виде линз различной мощности и прослоев мраморов, доломитизированных известняков и доломитов.

М. И. Александрова и Б. И. Борсук заканчивают разрез протерозоя Атасуйского района толщей кварцитов. Выше эти исследователи помещают лишь интрузии гранито-гнейсов, рвущие все нижележащие образования. А. Г. Гокоев и Н. М. Чабдаров относят к протерозою также две вышележащие свиты, нижняя из которых сложена метаморфическими сланцами и филлитами, верхняя — конгломератами и аркозовыми песчаниками. Так как в настоящий момент можно считать доказанным принадлежность этих свит к кембрию, то мы позволим себе не останавливаться здесь более подробно на их описании.

И. Ф. Трусова и И. И. Вишневская, проводившие тематические работы по изучению докембрийских образований в юго-западной части Атасу-Моинтинского водораздела в 1956—1957 гг., дают несколько иной разрез

[1] С нашей точки зрения, эта свита в значительной своей части имеет более молодой (кембрийский) возраст, поэтому подробнее на ее описании мы остановимся ниже, в соответствующем разделе работы.

этих образований. Указанные авторы выделяют здесь две серии пород с дальнейшим подразделением их на свиты. Нижняя серия, состоящая из двух свит, имеет наибольшее распространение в интересующей нас части района и слагает собой дугообразно изогнутую полосу мелкосопочника, тянущуюся от гор Жельдытау далее на север к гранитным массивам гор Сарытау и Қызылтау.

Нижняя свита нижней серии (Айдахарлинская) характеризуется пестрым составом и сильной фациальной изменчивостью. Однако можно говорить о том, что в нижней части ее преобладают различные зеленые сланцы (актинолитовые, альбито-актинолитовые, хлорито-актинолитовые) и порфиритоиды; в верхней — преимущественно развиты хлоритовые и хлорито-мусковитовые сланцы, кварциты пещеристой текстуры (по известнякам), а также непостоянные, местами исчезающие (горы Жельдытау) горизонты яшмовидных кварцитов и порфироидов. Мощность свиты 500—600 м.

Выше совершенно согласно залегает верхняя свита (таскаралинская), представленная исключительно однородной и выдержанной толщей кварцитов белого, серого и желтоватого цветов, с подчиненными прослоями и пачками кварцитовых и мусковито-кварцитовых сланцев. Мощность свиты 600—700 м. Состав и структурно-текстурные особенности развитых в ней пород свидетельствуют о том, что последние образовались за счет метаморфизма частично кварцевых песчаников с кремнистым и глинистым цементом, частично кремнистых, пепловых и других туфов кислого состава.

Верхняя серия, распространенная преимущественно на севере (горы Актау), уже за пределами района наших исследований (см. фиг. 1), и лишь частично заходящая на его территорию (правобережье р. Талды-Монака и район к северо-востоку от гор Қызылтау), отделена от нижней перерывом и несогласием. Она также подразделяется авторами на две свиты.

Нижняя свита сложена филлитами и тонкозернистыми кварцитами, тонко переслаивающимися между собой, а иногда замещающими друг друга. Встречаются отдельные линзы конгломератов и горизонты порфироидов. В северо-восточной части площади (правобережье р. Талды-Монака и район к северо-востоку от гор Қызылтау) порфироиды широко развиты и содержат отдельные горизонты и линзы мраморизованных известняков. Мощность свиты 300—400 м. Филлиты, по мнению И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской, образовались за счет метаморфизма глинистых осадков и алевролитов; порфироиды — в результате метаморфизма лав липаритового состава и их пирокластических образований.

Верхняя свита залегает на нижней несогласно и отличается однородностью состава. Здесь развиты различно окрашенные, преимущественно белые, серые и желтоватые кварциты с подчиненными прослоями и линзами кварцитовых или мусковито-кварцитовых сланцев. Характерной чертой их является зернистое строение; иногда кварциты напоминают даже мелкогалечный конгломерат. Мощность свиты 300—500 м. Наиболее полные и типичные разрезы этой свиты можно наблюдать в районе гор Актау и Угузтау. Все разновидности кварцитов верхней свиты характеризуются мономинеральным составом и резко выраженной бластопсаммитовой структурой, указывающими на то, что они образовались за счет регионального метаморфизма мономинеральных кварцевых песчаников и алевролитов с глинистым и кремнистым цементом.

Так же как предыдущие исследователи, И. Ф. Трусова и И. И. Вишневская отмечают широкое развитие в системе гор Жельдытау — Қабантау гнейсов, приуроченных к центральным частям этой крупной антиклинальной структуры. Однако, в противовес высказываемому ранее мнению об интрузивной природе этих образований, они приходят к выводу о метасоматическом происхождении гнейсов. Доказательства в пользу этого положения они видят в неоднократно наблюдающихся постепенных перехо-

дах от гнейсов к вмещающим породам нижней и верхней серий через фельдшпатизированные и мигматизированные разности, а также в ряде других фактов, изложенных И. И. Вишневской в специальной статье (1958). Время образования гнейсов связывается с концом протерозойского цикла, когда, после складчатости и образования ряда глубинных разломов, имело место поступление пневматолито-гидротермальных растворов, вызвавших гранитизацию пород протерозоя.

Сравнивая разрез, составленный И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской для юго-западной части Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия с приведенными нами для гор Алабас, мы видим, что он очень близок к разрезу двух нижних свит описанной нами толщи. Так, слои 1—3 могут быть параллелизованы с верхней частью айдахарлинской свиты, которая здесь полностью не обнажена; слои 4—8 — с таскараланской свитой, напротив, имеющей в горах Алабас большую мощность.

Судя по последней работе И. И. Вишневской, она также считает, что в районе гор Алабас развита нижняя серия составленного ею и И. Ф. Трусовой разреза, претерпевающая,однако, здесь серьезные фациальные изменения. Такой вывод основан на том, что, по мнению И. И. Вишневской, в северо-западной части возвышенностей Алабас развита толща порфироидов, которую она считает фациальным аналогом айдахарлинской свиты юго-западных районов.

Мы склонны несколько иначе толковать эти образования. Структура последних, а также соотношение их с вмешающими кварцитами и сланцами, в которые они заходят в виде неправильных языков, обилие останцов тех и других внутри поля распространения рассматриваемых пород, наконец, наличие постепенных переходов между ними, т. е. все те признаки, которые обычны при явлениях гранитизации, заставляют нас считать, что мы имеем здесь дело с инъекционными гнейсами (см. слой 6 разреза в горах Алабас). Поэтому делать вывод о резком фациальном изменении разреза протерозоя в районе гор Алабас, нам кажется, нет никаких оснований.

Итак, мы видим, что разрез юго-западной части Атасу-Моинтинского антиклинального поднятия легко может быть параллелизован с разобранным выше разрезом в горах Алабас. Здесь также широко развиты кварцитовые породы, образующие мощную серию осадков, в нижних частях которых значительную роль играют кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые сланцы, а в верхних — собственно кварциты. Что касается особенностей разреза палеозоя для Атасу-Моинтинской структуры в целом, то необходимо отметить, во-первых, меньшую полноту его, по сравнению с разрезами Бурунтавского геоантиклинального поднятия, так как здесь отсутствует верхняя свита Ptc, во-вторых, появление нового члена разреза — инъекционных гнейсов.

ЧУЙСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Если мы обратимся теперь к территории Чуйского геоантиклинального поднятия, то должны будем отметить, что отложения протерозоя имеют здесь не менее широкое распространение, чем в двух ранее разобранных участках. Образованиями этого возраста сложены значительные поля в области Чуйской глыбы, широкая полоса северо-западного простирания в районе р. Жаман-Тюбе, наконец, отдельные выходы, вскрывающиеся из-под покрова девонских образований к югу от гор Курманчите.

Судя по материалам М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1948), а также по описаниям в 1950 г. Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова и наблюдениям ряда других исследователей, здесь развиты все три свиты верхнего протерозоя. Однако расчленение их на описываемой территории не проведено, последовательность

пород не всегда выяснена и конкретных разрезов обычно не приводится.

Наиболее четко взаимоотношения отдельных комплексов удается наблюдать к западу от гор Акбастау, где Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов выделяют следующие пачки.

1. Залегающие в основании разреза и приуроченные к ядру крупной брахиантиклинальной складки серицито-кварцевые, хлорито-кварцевые и хлорито-серицито-кварцевые сланцы. Породы окрашены в зеленые, темнозеленые, бурые и желтые цвета, сильно перемяты, гофрированы, обладают шелковистым блеском. Мощность не указана.

2. Резко несогласно перекрывающая их пачка, состоящая из переслаивания кварцитов, известняков и метаморфических сланцев, сильно измененных, дислоцированных и в этом отношении близких к нижележащим образованиям. Кварциты характеризуются серой и темно-серой окраской, сильно рассланцованы, часто превращены в кварцитовые сланцы, местами гофрированы. Известняки также серого и темно-серого цветов, неравномерно зернистые, частично окварцованные, образуют горизонты, хорошо выдерживающиеся по простиранию и достигающие мощности до 100 м. Метаморфические сланцы, присутствующие в подчиненном количестве, представлены разностями серицито-кварцевого и альбито-эпидотового состава. Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов условно относят описываемую толщу к нижним горизонтам кембрийской системы, в то время как нижележащие сланцы индексируются ими как протерозой. Мощность толщи достигает 1000 м.

Сравнивая приведенный разрез с описанным нами для Бурунтавского геоантиклинального поднятия, мы видим, что нижняя часть его сильно напоминает свиту зеленых сланцев, обозначенную нами индексом Pta, а верхняя — свиту серых кварцитовых сланцев — Ptc. Свита белых кварцитов — Ptb здесь, видимо, отсутствует, чем и вызвано то резкое несогласие в залегании между двумя охарактеризованными выше толщами, которое отмечено авторами.

В более южных участках Чуйской глыбы, по данным Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской, а также Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова, широко развиты серые и зеленоватые кварциты, черные железисто-кварцитовые сланцы и железистые кварциты, местами представленные типичными джеспилитами и, наконец, хлорито-серицитовые сланцы.

Весьма интересно также указание Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова на наличие среди кварцитов и сланцев к юго-востоку от колодца Юалы прослоев актинолито-пироксеновых и двуслюдяных гнейсов, включенных ими в толщу протерозойского разреза. Возможно, мы здесь имеем дело с теми же метаморфическими образованиями, которые описаны И. И. Вишневской (1958). Наконец, к югу от гор Курманчите, по указаниям М. И. Александровой и Б. И. Борсука, известны выходы кварцитов, ожелезненных их разностей, настоящих железистых кварцитов и кремнистых сланцев, образующих незначительные по площади участки среди образований девона.

Таким образом, и в южных участках Чуйской глыбы, и в области Причуйских склонов мы встречаемся с той же толщей пород протерозоя, среди которой наиболее развиты, очевидно, две верхние свиты, выделенные нами в пределах Бурунтавского геоантиклинального поднятия.

В районе гор Жаман-Тюбе, по данным М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), развиты бурые, темные и серые кварциты, яшмо-кварциты и джеспилиты. Характерно наличие наряду с значительно обогащенными железом разностями также слаборуденелых пород, именуемых ими «гематитовыми кварцитами». Авторы относят описанную толщу, слагающую собой южные увалы мелкосопочника Жаман-Тюбе, к нижнему кембрию. Укажем, однако, что данная характеристика развитых здесь пород мало чем

отличается от характеристики описанных ими же образований сопок Курманчите и Причуйских склонов. Подробнее этого вопроса мы коснемся ниже.

Сравнивая описанную толщу с изученными нами образованиями в смежных участках Бет-Пак-Далы (район Бурунтавского геоантиклинального поднятия), мы также обнаруживаем большое сходство их с породами двух верхних свит (Ptb и Ptc) нашего разреза.

ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКИЙ ГРАБЕН

Для того чтобы закончить описание протерозойских отложений изученной нами территории, необходимо хотя бы кратко остановиться на выходах их в Джалаир-Найманском грабене. Последние здесь весьма ограничены и известны лишь в областях отдельных наиболее высоко поднятых блоков, каковы, например блоки гор Ергенекты, Котнак и блок к юго-западу от гор Агашжайляу. Тем не менее разрезы протерозоя дают здесь достаточно ясный и интересный материал.

Наиболее полон разрез гор Ергенекты, из которого видно, что свита зеленых сланцев (Pta) в области Джалаир-Найманского грабена отсутствует полностью, и самым глубоким горизонтом является свита белых кварцитов, вскрытая при этом лишь в наиболее верхних своих частях. Приведем конкретный разрез, наблюдавшийся нами на южном склоне Ергенектинских гор. Сразу же за выходами габбро, внедрившимися в ядро антиклинальной складки, здесь вскрываются:

		Мощность, м
Ptb	1. Кварциты белые, то более сильно рассланцованные, то более массивные, сахаровидные, слагающие пологую возвышенность. Кварциты обнажаются в виде редких коренных гривок и обильного щебня	250
Ptc	2. Гривки железистых кварцитов темно-серых, местами почти черных, благодаря обилию тонкораспыленного гематита	20
»	3. Кварцитовые и графитовые сланцы темно-серые и черные, сильно рассланцованные и дающие характерную щебенку наподобие «щепок»	80
»	4. Пачка кварцитовых сланцев черных, с подчиненными прослоями железистых кварцитов	150
»	5. Мрамор черный, сильно перемятый и перекристаллизованный	5
»	6. Кварцитовидные песчаники черные	30
»	7. Мрамор серый	3
»	8. Кварцитовидные песчаники темно-серые, тонкослоистые, местами ясно сгофрированные	135
»	9. Хлоритовые и серицито-хлоритовые сланцы зеленовато-серые	
»	10. Кварцитовидные песчаники черные, сильно сплоенные и мятые. Подчиненные прослои (по 0,3—0,5 м) и линзы черного мрамора. Многочисленные кварцевые прожилки	75

Далее толща несогласно перекрыта образованиями ордовика.

Приведем еще один, более полный разрез, наблюдавшийся нами в северной части гор Ергенекты. Сразу за выходами габбро, уничтожившими полностью верхи свиты белых кварцитов и низы свиты Ptc, наблюдались:

		Мощность, м
Ptc	1. Хлорито-кварцитовые и графитовые сланцы темно-серые, тонколистоватые, с шелковистыми поверхностями	85
»	2. Те же сланцы. Среди них подчиненные прослои аркозовых песчаников, содержащих обильный материал гранитоидов	100
»	3. Серицито-хлоритовые и графитовые сланцы темные, тонколистоватые. Много прожилок жильного кварца	50
»	4. Массив соссюритизированного и актинолитизированного габбро, рвущий окружающие породы	400
»	5. Аркозовый песчаник, подобный встречающемуся в слое 2	15
»	6. Окварцованный мрамор, микроскопически имеющий вид настоящего кварцита, лишь местами сохранивший реликты первичной карбонатной породы	30
»	7. Аркозовый песчаник	15

	Мощность, м
Ptc 8. Окварцованные мраморы темно-серые и черные	40
» 9. Пачка переслаивающихся черных кремнистых сланцев и тонколистоватых серицито-хлоритовых сланцев и филлитов. Мощность прослоев кремнистых сланцев — 0,5 м, хлорито-серицитовых сланцев и филлитов от 2 до 4 м	75
» 10. Пачка переслаивания кремнистых и серицито-хлоритовых сланцев и филлитов, последние преобладают. Много прожилков жильного кварца	75
» 11. Кремнистые сланцы черные	160
» 12. Кремнистые сланцы темно-серые и черные, яснослоистые	60
» 13. Мрамор темно-серый, с отчетливой мелкоолитовой структурой. Мрамор сильно рассланцован и местами превращен в листоватые карбонатные сланцы, сплошь пронизанные тонкими прожилками кварца	30
» 14. Вторичный кварцит темно-серый (вероятно, по известняку)	5

Далее выходы прерываются гранитным массивом гор Ергенекты.

Таким образом, мы видим, что приведенные разрезы легко могут быть параллелизованы с рассмотренными выше. Свита белых кварцитов весьма однообразная и несмотря на незначительность выходов узнается здесь легко. Свита серых кварцитов и филлитов содержит прослои аркозовых песчаников, железистых кварцитов и мраморов, не раз отмечаемых и в других местах. Мощность ее равна 1000 м, т. е. близка к цифрам мощностей тех же отложений в разрезах близ родника Егинбулак, колодца Ойкудук и др. (фиг. 41)

Разрез в горах Котнак вскрывает лишь самую верхнюю свиту. Он подобен разрезу в горах Ергенекты, поэтому мы позволим себе не останавливаться на его описании. Отметим лишь, что, в отличие от указанного разреза, здесь появляются подчиненные прослои вулканического материала, а именно — порфиритоидов, аналогичных описанным в районе колодца Ойкудук.

Итак, мы видим, что протерозойские отложения всей изученной нами территории построены по одному и тому же плану. Обычно наблюдается трехчленное деление описываемых осадков с наличием нижней сланцевой свиты (Pta), которую в дальнейшем (по месту ее максимального распространения) мы будем называть тасжарганской. Средняя — егинбулакская (Ptb) связана с ней постепенным переходом и сложена монотонной толщей белых кварцитов. Верхняя — ергенектинская (Ptc) состоит из темноокрашенных кварцитов, в частности, железистых их разностей, метаморфических слан-

Таблица 1

Сводный разрез отложений протерозоя Бет-Пак-Далы

Индекс	Свита	Мощность, м	Состав породы
Ptc	Ергенектинская	1000—1500	Черные и серые кварцитовые сланцы, микрокварциты, железистые кварциты, графитовые и хлорито-серицитовые сланцы, пачки песчаников, филлитов и мраморов, прослои основных эффузивов
			Перерыв
Ptb	Егинбулакская	До 2000	Белые и желтые кварциты, гематитовые кварциты и кварцитовые сланцы с линзами вторичных кварцитов за счет известняков. Внизу прослои кварцево-хлоритовых сланцев и песчаников
Pta	Тасжарганская	800—1500	Зеленые кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые и тальково-хлоритовые сланцы, сильно гофрированные

цев, песчаников, а также мраморов и филлитов (см. фиг. 41). Чрезвычайно важно при этом, что это однообразное строение осадков протерозоя выдерживается не только для областей геоантиклинальных поднятий, но и для областей геосинклинальных прогибов, как об этом можно судить по выходам в Джалаир-Найманском грабене. Только разрезы его здесь менее полны, так как сравнительно неглубоко вскрыты эрозией. Однако верхние, доступные наблюдению части совершенно не отличимы от колонок других тектонических структур как по типу осадков и их последовательности, так и по порядку мощностей отдельных горизонтов и толщ.

Таким образом, для нижней части протерозоя рассматриваемой территории может быть дан единый стратиграфический разрез (табл. 1), хорошо выдерживающийся в различных структурных элементах.

РИФЕЙ

К отложениям рифея [1] мы относим мощный комплекс основных, главным образом диабазового и базальтового состава вулканических образований, кремнистых осадков типа яшм, а также песчаников, содержащих подчиненные прослои и линзы кристаллических известняков, несогласно располагающихся на образованиях протерозоя. На основании литологических особенностей и стратиграфических взаимоотношений этот комплекс подразделен нами на три части, которым условно присвоено название — нижний, средний и верхний рифей.

В пределах Бет-Пак-Далы отложения рифея имеют весьма широкое распространение. При этом, если образования протерозоя и архея, как это указывалось выше, приурочиваются преимущественно к областям геосинклинальных поднятий, то отложения рифея выстилают все сопряженные с ними геосинклинальные прогибы, намечая, таким образом, уже известную структурную дифференциацию рассматриваемой области.

Выходы рифейских отложений известны из следующих пунктов.

1. Область центрального грабена, где наблюдается почти непрерывная полоса их шириной до 10, а местами до 15 км, протягивающаяся от района родника Ергебулак к колодцу Майтюкен-Дарбаза и далее через горы Котнак, сопки Кызказган — к южной части урочищ Шепшек-Базоба и Акжал. Продолжением ее являются выходы рифея, появляющиеся из-под более молодых отложений к северу от степи Жусан-Дала. Таким образом, рифейские образования распространены в северной части Джалаир-Найманского грабена и на протяжении всей Сарытумской структуры.

2. Область Западно-Балхашского геосинклинального прогиба, где рифеем также сложены значительные пространства; породы этого возраста образуют здесь кайму шириной от 10 до 20—25 км, как бы оконтуривающую Сасырлыкский прогиб и прослеживающуюся от северной оконечности Ергенектинского гранитного массива к западным отрогам Булаттау и далее к возвышенностям Огузтау и Сарытау.

Кроме того, рифеем сложен юго-западный борт Прибалхашского прогиба, в пределах которого образования этого возраста выступают в районе гор Шокпаржалы, а также на юго-востоке в урочищах Шепшек-Базоба и Акжал. Последние выходы, располагающиеся на границе Прибалхашского прогиба с Сарытумским грабеном, являются общими для той и другой структуры.

Наконец, сплошные поля рифея в районе восточной части гор Булаттау и отдельные пятна его к северу и западу от гор Ульконда отвечают территории Акдолинского поперечного антиклинального поднятия, разделяющего

[1] Содержание понятия рифей, а также обоснование рифейского возраста описываемых отложений будет дано в конце настоящей главы.

два упомянутые прогиба. Таким образом, весь Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб оказывается выстланным образованиями рифея, выступающими как в наиболее прогнутых, так и в возвышенных частях этой структуры.

Что касается положительных структур описываемого района, то в их пределах образования рифея почти неизвестны. Так, они совершенно отсутствуют в области Бурунтавского и Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий. Небольшие выходы их появляются лишь у окраины Чуйского поднятия в районе гор Акбастау и сопок Жаман-Тюбе, в области склона этой структуры к центральному грабену. Незначительно развит рифей также в юго-восточной части Джильтавской глыбы, к югу от родника Кундуз, среди поля развития интрузивных пород и образований архея (?).

Переходим к общей характеристике отложений рифея. Наиболее интересный материал в этом отношении дает область центрального грабена.

ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ГРАБЕНА

Наиболее полный и показательный разрез рифея, лишь изредка нарушаемый внедрением интрузивных тел, наблюдался нами в центральной части Джалаир-Найманского грабена, в месте ответвления от него Сарытумской структуры. При этом нижняя часть отложений рифея лучше всего обнажена в урочище Ащисай, верхняя — в районе озера Майкуль.

Если идти от линии тектонического разрыва, проходящего с юго-западной стороны урочища Ащисай на северо-восток, то снизу вверх последовательно прослеживается следующая толща пород, располагающаяся несогласно на образованиях протерозоя:

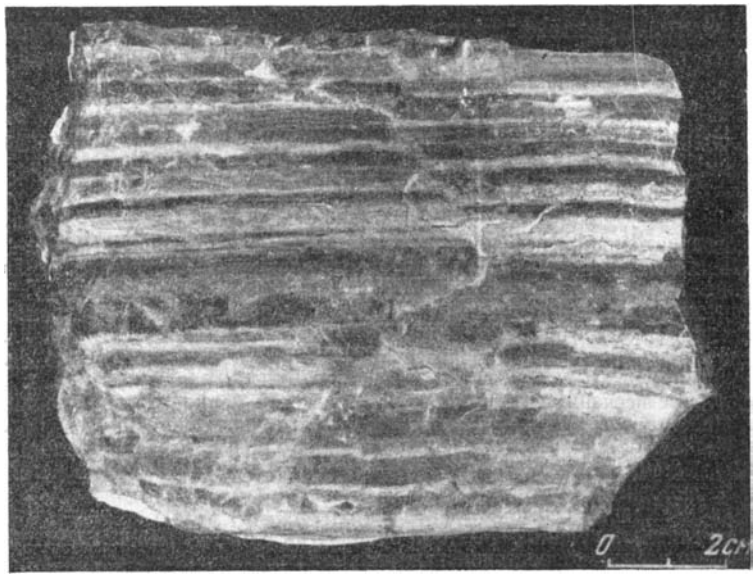
		Мощность, м
Rf_1	1. Диабазовые порфириты, представленные темно-зелеными, иногда почти черными породами, плотными и тонкозернистыми, или мандельштейнами их с мелкими пустотами, выполненными кварцем и хлоритом. Они слагают значительную группу мелкосопочника, выделяющегося на местности и на снимках черным цветом	350
»	2. Прослой туфосланцев зеленых, яснослоистых	40
»	3. Яшмы сургучно-красные, иногда серые, яснослоистые, слагающие высокий, отчетливо выдающийся хребтик. Простирание 340°. Падение на северо-восток под углом 65°	15
»	4. Диабазовые порфириты, подобные слою 1	150
»	5. Габбро меланократовое, мелкозернистое, образующее узкий, вытянутый в северо-западном направлении массив, рвущий толщу вкрест простирания	1000
»	6. Диабазовые порфириты, подобные описанным выше. В подчиненном количестве среди них наблюдаются агломератные туфы, образующие прослои по 10—20 м	500
»	7. Те же диабазовые порфириты, туфы отсутствуют. Порфириты сильно кливажированы, по трещинам эпидотизированы	300
»	8. Порфириты диабазовые, с подчиненными прослоями андезитовых порфиритов и их туфов. Местами породы сильно рассланцованы и превращены в порфиритоиды. Это явление связано с проходящей здесь линией разлома, хорошо видимой на снимках	300

Далее разрез несколько смещается к юго-востоку, вскрывая уже более высокие горизонты рифея, располагающиеся непосредственно выше только что описанных.

		Мощность, м
Rf_2^1	9. Яшмы зеленые, полосатые, прекрасно обнаженные. Простирание 325°. Падение на северо-восток под углом 75° (фиг. 42)	80
»	10. Кремнистые туффиты темно-серые, почти черные, местами гематитизированные, с прослоями отчетливо полосчатых кремнистых сланцев	250
»	11. Пачка, состоящая из переслаивания серых, зеленоватых, иногда сургучных яшм с зелеными песчаниками кварцево-плагиоклазового состава,	

а также с туфами и вулканическими брекчиями диабазовых порфиритов. Мощность отдельных прослоев 20—30 м. Простирание 260°. Падение на север под углом 65° 100

Rf_2^1 12. Гряда холмов, сложенных сургучными, черными и полосатыми яшмами 30



Фиг. 42. Полосатые яшмы рифея (Rf_2^1)
Центральный грабен. Урочище Ащисай

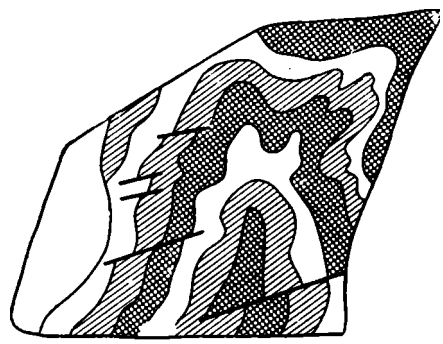
Rf_2^1 13. Базальтовые порфириты темно-зеленые и оливковые, иногда зеленокаменно-измененные. Здесь же наблюдаются мандельштейны и туфы их 150

» 14. Яшмо-кварциты черные и желтовато-серые, местами яснополосчатые. В понижениях между хорошо обнаженными грядами встречаются высыпки порфиритов с мандельштейновой структурой 130

» 15. Редкие коренные выходы гранодиоритов, очевидно, ответвленных от массива, расположенного восточнее. Приурочены к задернованной долине, протяженностью 350 м

Rf_2^2 16. Щебень красных кремнистых сланцев и желто-бурых выветрелых яшмо-кварцитов, покрывающий склоны пологих холмов 100

» 17. Яшмы, желтовато-розовые, полосчатые, прекрасно обнаженные, сложно и мелко смяты, образуют ряд хорошо видимых мелких складочек 150



Фиг. 43. Плойчатость и микросбросы в яшмах (Rf_2^2). Центральный грабен. Урочище Ащисай

Мощность, м

Rf_2^2 18. Сплошные поля яшм красновато-желтых, серых и полосатых, очень сильно смятых и раздробленных кливажем. На поверхностях выветривания хорошо видны микросбросы, иногда плойчатость (фиг. 43). Залегание изменчиво. Простирание 295—335°. Углы падения от 60 до 90°. Несомненно, это связано со сложной внутренней складчатостью толщи 750

Весьма характерен рельеф местности в районах выходов яшмовой толщи. Обычно это типичный, не имеющий определенной ориентировки мелкосопочник.

Самые верхние горизонты рифея (Rf_3) обнажаются несколько восточнее, в районе озера Майкуль [1], где непосредственно выше яшм, аналогичных описанным в разрезе уроч. Ащисай, с незначительным размывом располагаются:

Мощность, м

I пачка 1. Кварцитовидные песчаники серые, с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов с галькой пород нижележащих горизонтов рифея 100
2. Песчаник тонкозернистый, сильно рассланцованный 50
3. Кварцитовидные песчаники разнозернистые, переходящие в гравийные, изредка в мелкогалечные конгломераты 70
4. Кварцитовидные песчаники разнозернистые, серые и серовато-зеленые . . 180
5. Задерновано 150
6. Кварцитовые песчаники темно-серые и черные, то мелко-, то грубозернистые. Простирание 330°. Падение на северо-восток под углом 70° 50

II пачка 7. Песчаники грязновато-зеленой окраски то более, то менее тонкозернистые, местами приближающиеся к песчанистым сланцам. Иногда встречаются ороговикованные участки 40
8. Песчанистые сланцы серые и зеленовато-бурые 45
9. Песчано-глинистые сланцы. Местами пропластки плотного мелкозернистого песчаника, несколько ороговикованного 100
10. Сланцы стально-серые, с подчиненными прослоями среднезернистых, грязно-зеленых полимиктовых песчаников 50
11. Песчаники, тонкозернистые, красноватые и серые, обогащенные мусковитом 40
12. Гравийные песчаники, переходящие в конгломераты, несколько ороговикованные 40
13. Песчанистые сланцы серые 100
14. Песчанистые сланцы грязно-зеленые 60
15. Чередующиеся между собой зеленоватые полимиктовые песчаники и песчанистые сланцы. Простирание 335°. Падение на северо-восток под углом 70° 40

III пачка. 16. Узкая гряда сопок, сложенная розоватыми, светло- и темно-серыми яшмокварцитами, перемежающимися между собой, часто полосатыми, плитчатыми, трещиноватыми. Простирание 330°. Падение под углом 60—70°, местами наблюдаются отклонения за счет местных изгибов 100

IV пачка. 17. Песчаники кварцитовидные 60
18. Песчаники темные 40
19. Песчаники грязно-зеленой окраски 30
20. Песчаники окварцованные 75
21. Песчаники светлые 40
22. Чередование более светлых и более темных песчаников 60
23. Песчаники светлые 60
24. Песчаники черные, кварцитовидные 50
25. Песчаники плотные, ороговикованные 45
26. Переслаивание темно- и светло-серых, иногда зеленоватых кварцитовидных песчаников. Местами они ороговикованы и обогащены биотитом и мусковитом 55
27. Кварцитовидные песчаники темно-серые и зеленые, местами грубозернистые и гравийные, иногда переходящие в мелкогалечные конгломераты. Среди них ряд кварцевых жил 40
28. Песчаники кварцитовидные 30
29. Песчаники светлые, мелкозернистые, местами рассланцованные 30

Приведенный разрез дает возможность говорить о том, что верхние горизонты рифея (Rf_3) представлены чрезвычайно однообразной песчанистой

[1] Район гранитного массива Майкуль был подробно изучен и заснят Н. Л. Пламеневской в 1951 г. и просмотрен нами совместно.

толщей, состоящей из монотонного чередования различно окрашенных разностей песчаников и песчанистых сланцев. Несмотря на все однообразие разреза, Н. Л. Пламеневская выделила здесь четыре отличающиеся друг от друга пачки.

I пачка (слои 1—6) представлена различной зернистости кварцитовидными песчаниками, иногда содержащими линзы и прослои конгломератовидных песчаников с галькой пород из подстилающих горизонтов рифея.

II пачка (слои 7—15) состоит из чередования тонких прослоев стально-серых и зеленовато-серых песчаников и сланцев, вблизи гранитных интрузий, участками ороговикованных.

III пачка (слой 16) представлена яшмо-кварцитами, литологически сходными с широко развитыми в нижележащих толщах, а здесь образующих лишь маломощный прослой.

IV пачка (слои 17—29) вновь сложена различно окрашенными кварцитовидными песчаниками.

Общая мощность всей верхней песчанистой толщи рифея (Rf_3) огромна и достигает 1765 м.

Следует отметить, что в других разрезах прослои яшмо-кварцитов хотя и редки, но не единичны и достигают большой мощности. Это сближает литологически верхнюю терригенную толщу рифея с нижележащей, сплошь яшмовой.

Итак, рассмотренные разрезы урочища Ащисай и Майкуль позволяют говорить о том, что отложения рифея отчетливо подразделяются здесь на три части.

Нижний рифей (Rf_1), сложенный вулканогенными образованиями, главным образом диабазовыми порфиритами, их туфами и мандельштейнами, иногда вблизи линий разломов измененными вплоть до кварцево-актинолитовых сланцев. Мощность — 1700 м.

Средний рифей (Rf_2), представленный чрезвычайно характерной толщей яшм. Следует отметить, что в нижних частях среднего рифея в некоторых разрезах, обособляющихся в самостоятельную толщу (Rf_2^1), наблюдается переслаивание кремнистых осадков с диабазовыми и базальтовыми порфиритами; в верхних горизонтах прослеживается уже сплошная толща яшм (Rf_2^2). Мощность среднего рифея в целом ($Rf_2^1 + Rf_2^2$) достигает 1700 м.

Верхний рифей (Rf_3) представлен в основном песчанистой толщей, весьма однообразной, лишь изредка содержащей отдельные прослои яшм. Мощность его до 1800 м.

В других участках центрального грабена столь полного и непрерывного разреза рифея от самых низов и до верхов толщи нам наблюдать не приходилось. Это связано частично с неравномерной обнаженностью местности, частично с наличием разрывных нарушений и внедрением интрузивных пород. Однако отдельные части толщи рифея обнажены прекрасно: в районе гор Котнак, в районе могилы Бешбакыр, к югу от урочищ Шепшек-Базоба и Акжал и, наконец, севернее степи Жусан-Дала. К рассмотрению этих частных разрезов, дополняющих только что описанный, мы и переходим.

В 7 км к востоку-юго-востоку от колодца в горах Котнак, в мелкосопочнике, между массивом гранодиоритов γ_3 и габбро, на продолжении полосы, идущей сюда из района уроч. Ащисай, наблюдается небольшой, но хороший разрез, вскрывающий верха нижнего и низы среднего рифея. Снизу вверх здесь обнажаются:

		Мощность, м
Rf_1	1. Порфирит зеленовато-бурый, сильно окварцованный и измененный близостью массива гранодиоритов	150
»	2. Порфириты андезитовые, менее измененные. Среди них-дайка плагиогранита	130
»	3. Андезитовый порфирит, сильно сосюритизированный, местами брекчированный и перетертый. Облик породы зависит от наличия здесь тектонического скола северо-восточного простирания, хорошо видимого на снимке	50

		Мощность, м
Rf_1	4. Порфириты, подобные слою 3, менее измененные и уже не брекчированные	50
»	5. Вторичные кварциты, желто-бурые, залегающие в виде толстых плит, не имеющих определенной ориентировки	50
»	6. Пачка чередующихся между собой песчаников, известняков и известняковых сланцев, окварцованных их разностей, а также черных и бурых кварцитов. Мощность прослоев колеблется от 3 до 8 м	120
»	7. Известняки темно-бурые, местами окварцованные и брекчированные, с многочисленными прожилками кварца и кальцита	25
»	8. Песчаники зеленовато-бурые и табачные, мелкозернистые, сильно выветрелые	30

Приведенный разрез позволяет говорить о том, что: 1) в верхах толщи нижнего рифея на смену диабазовым и базальтовым порфиритам появляются андезитовые лавы; 2) в нижних частях среднего рифея наблюдается чередование кварцитов, известняков, известняковых сланцев и песчаников.

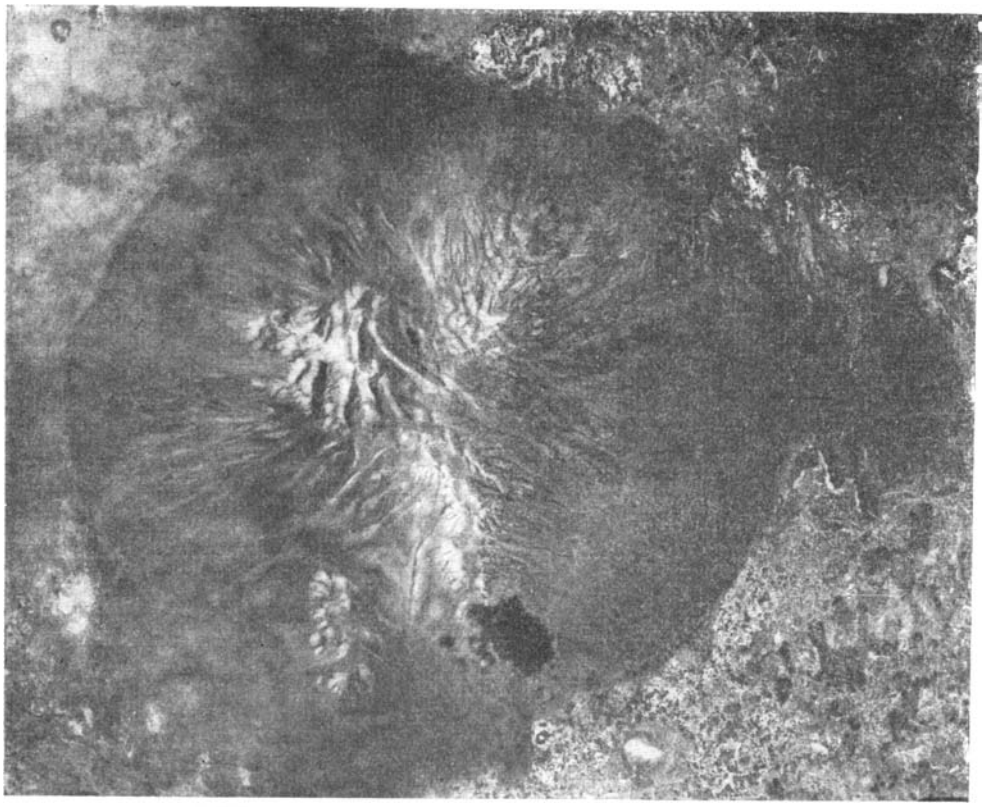
Для характеристики нижней части среднего рифея (Rf_2^1) весьма показателен также неполный, но хороший разрез, наблюдавшийся нами в 3 км к северу от колодца Котнак между массивами габбро. Снизу вверх стратиграфически здесь обнажаются:

		Мощность, м
Rf_2^1	1. Вторичные кварциты темно-бурые, местами красноватые, слагающие ряд мелких сопок. Среди них линза серых известняков мощностью в 3 м	150
»	2. Яшмы полосатые. Простирание 335°. Падение на северо-восток под углом 60°	50
»	3. Гривки вторичных кварцитов. Под микроскопом видно, что кварциты образовались за счет песчаников с карбонатным цементом	40
»	4. Яшмы полосатые и темно-бурые. Простирание 330°. Падение на северо-восток под углом 65°	50
Rf_2^{1-5}	5. Задернованно	100
»	6. Известняки темно-серые, сильно перекристаллизованные и известковые песчаники, переслаивающиеся и замещающиеся по простиранию серым зернистым кварцитом, образовавшимся за их счет	200

Приведенный разрез нижней части среднего рифея, дополняя предыдущий, лишний раз подтверждает, что для нижней части среднего рифея характерно чередование кремнистых осадков с прослоями известняков и песчаников, местами переходящих по простиранию во вторичные кварциты, а местами и полностью ими замещенных.

Отложения рифея вскрываются также в северо-западной части центрального грабена, где в районе могилы Бешбакыр прослеживается полоса их шириной около 7 км. К сожалению, в связи с обилием разломов и плохой обнаженностью местности разрез здесь весьма неполон. Тем не менее в нижних горизонтах, как и в предыдущих разрезах, развиты основные эффузивы, представленные диабазовыми порфиритами и их туфами. Выходы их в виде отдельных низких гривок среди плохо обнаженного пространства встречены к северу от могилы Бешбакыр. Часто породы интенсивно рассланцованы и превращены в порфиритоиды, а иногда и в хлоритовые сланцы. Это, несомненно, связано с проходящим в этом месте краевым разломом, отделяющим Джалаир-Найманский грабен от области Бурунтавского геоантиклинального поднятия. Видимая мощность нижнего рифея здесь до 800 м.

После задернованной долины, в хорошо обнаженных сопках и гребнях прослеживается кремнистая толща среднего рифея, отвечающая верхней его части. Здесь развиты различно окрашенные яшмы — серые, белые, сургучно-красные, черные и бурые, то ясно полосатые, то пятнистые. Обычно



Фиг. 44. Выходы яшм (Rf_2^2), дающих мощные конуса выноса.

они сложно и мелко смяты, местами нарушены микросбросами и сдвигами. Характерна сильная раздробленность пород с образованием брекчиевидных структур. Много тонких кварцевых прожилок, часто образующих сложную паутину. Участками наблюдается интенсивное пропитывание породы железистыми и марганцевыми растворами с образованием неправильной формы корок, желваков и стяжений.

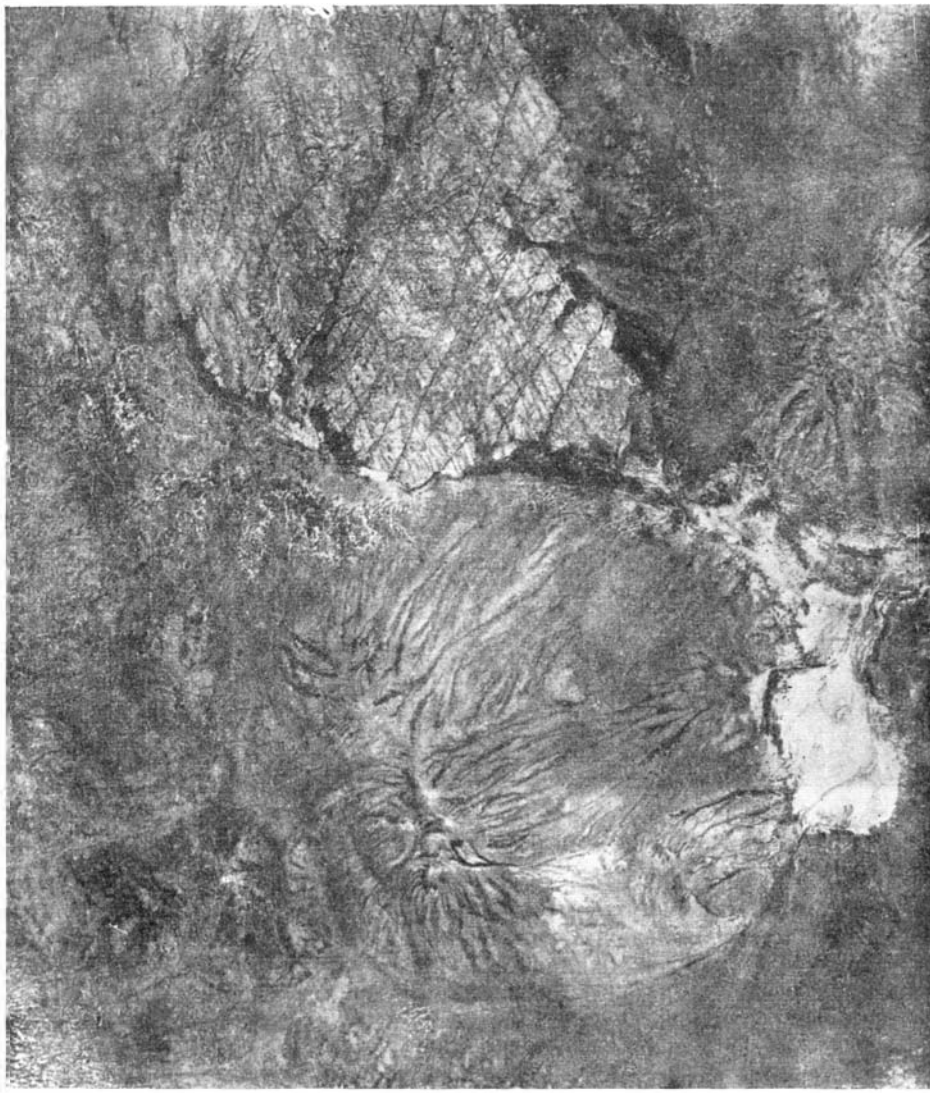
Простирание толщи, вследствие интенсивной мелкой складчатости, крайне непостоянно и изменчиво. Падение также весьма различно, в среднем под углами 50—60°. Мощность ее достигает здесь 1000 м.

Весьма характерны выходы яшмовой толщи, легко узнающиеся на аэрофотоснимках, на которых скалистая часть сопок выступает рельефно и отчетливо и окружена мощным и конусами выноса создающими своеобразный ореол (фиг. 44 и 45).

Кратко остановимся на выходах рифея в юго-восточной части центрального грабена, в районе урочищ Шепшек-Базоба, Акжал и Сарытума. Собственно к области грабена относятся здесь лишь выходы нижнего рифея, так как отложения среднего рифея слагают склон уже Прибалхашского прогиба и будут описаны при разборе разрезов этой структуры.

Нижний рифей представлен здесь той же вулканогенной толщей, состоящей из диабазовых порфиритов, обычно сильно кливажированных, их туфов, мандельштейнов, в меньшей степени андезитовых порфиритов, туфовых агломератов и вулканических брекчий. Общая мощность толщи достигает 800 м.

Ниже приводим разрез, наблюдавшийся в 1951 г. Л. П. Зоненшайном



Фиг. 45. Сопки, сложенные яшмами (Rf_2^2), окруженные конусами выноса

в урочище Сарытума и вскрывающий верхнюю половину нижнего рифея. Снизу вверх стратиграфически здесь прослежены:

	Мощность, м
$Rf_1$1. Порфириты диабазовые	50
» 2. Мандельштейны их	20
» 3. Порфириты диабазовые плотные	50
» 4. Агломератные туфы порфиритов красноватые, с крупными обломками гематитизированных порфиритов и черных амфиболитизированных их разностей	100
» 5. Туфы порфирита зеленые, грубозернистые	25
» 6. Вулканическая брекчия порфирита с мелкокристаллическим лавовым цементом и угловатыми обломками порфирита, достигающими от 5 до 8 см в диаметре	50
» 7. Диабазовый порфирит зеленый, сильно кливажированный	20
» 8. Туфы порфирита красные, гематитизированные	15

	Мощность, м
Rf_1 9. Диабазовые порфириты темные, плотные, с прожилками кальцита . . .	20
» 10. Андезитовые порфириты темно-серые, зеленоватые, сильно кливажированные, с мелкими вкрапленниками плагиоклаза	50
» 11. Туфы андезитовых порфиритов темные, плотные, мелкозернистые	45
» 12. Андезитовые порфириты серые, плотные, массивные с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза	35

Наконец, к северу от степи Жусан-Дала, на окраине огромной долины, выполненной четвертичными отложениями, по данным И. В. Хохлова и Л. П. Зоненшайна, также известны выходы толщи, совершенно аналогичной, охарактеризованной выше. Эти исследователи описывают основные порфириты, претерпевшие зеленокаменное перерождение, рассланцованные и катаклазированные, а также встречающиеся в подчиненном количестве альбитизированные андезитовые порфириты. В виде отдельных прослоев наблюдались метаморфизованные песчаники, кристаллические известняки и кварциты.

И. В. Хохлов и Л. П. Зоненшайн относят описанную толщу к верхнему протерозою без более точной ее датировки. Однако значительное сходство с ранее приведенными разрезами, а также положение на простирании аналогичных толщ Сарытумского грабена заставляют параллелизовать ее с отложениями, относимыми нами к рифею. При этом очевидно, что здесь преимущественно развит нижний рифей, представленный основными эффузивами, содержащими в верхах прослои андезитовых лав. Вполне вероятно также наличие низов среднего рифея. В пользу этого говорит существование прослоев метаморфизованных песчаников, кристаллических известняков и кварцитов. Высказанное предположение хорошо увязывается с мощностью толщи, оцениваемой И. В. Хохловым и Л. П. Зоненшайном в 1000—1500 м.

Заканчивая на этом описание разрезов рифея центрального грабена, отметим, что все они обнаруживают несомненное сходство, указывающее на постоянство отложений рифея в пределах этой крупной структуры. Так, несмотря на отличия в деталях, во всех приведенных разрезах легко узнаются три основные части:

Нижний рифей, в котором доминирующее значение принадлежит основным эффузивам типа диабазовых и базальтовых порфиритов, их туфам и мандельштейнам, реже агломератным туфам и вулканическим брекчиям, вверх постепенно сменяющимся андезитовыми порфиритами и их туфами.

Средний рифей, сложенный главным образом кремнистыми осадками типа яшм, содержащими в низах прослои порфиритов и туфов, а также песчаников и известняков, иногда окварцованных и замещенных вторичными кварцитами.

В некоторых наиболее полных разрезах (например, в уроч. Ащисай и некоторых других) средний рифей может быть подразделен дополнительно на две части (Rf_2^1 и Rf_2^2). При этом нижняя часть его характеризуется бóльшей пестротой разреза, верхняя — бóльшим однообразием. Это обстоятельство, а также чередование в низах среднего рифея основных эффузивов с осадочными, главным образом, кремнистыми породами и в меньшей степени с песчаниками и известняками, позволяет говорить о постепенности перехода нижнего рифея в средний.

Верхний рифей, представленный достаточно однообразной толщей песчаников, отличающихся друг от друга лишь различной зернистостью и окраской и местами чередующихся с песчанистыми сланцами и алевролитами. Отмечаются единичные прослои яшмо-кварцитов.

Так как три указанные толщи рифея были уже описаны нами в специальной статье (Маркова, 1960[2]) под именем ащисайской (Rf_1), булаттавской (Rf_2) и майкульской свит, то мы считаем удобным сохранить эти названия.

Разрез рифейских отложений описываемой структуры может быть представлен в следующем виде (табл. 2).

Таблица 2

Сводный разрез рифея области центрального грабена

Индекс	Свита	Мощность, м	Состав пород
Rf_3	Майкульская	до 1700	Однообразная песчанистая толща, состоящая из чередования различной зернистости песчаников, иногда гравийных и конгломератовидных, а также песчанистых сланцев и алевролитов. Единичные прослои яшмо-кварцитов
Rf_2^2	Булаттавская	800—1000	Сплошная толща пестрых яшм
Rf_2^1		700—750	Переслаивание различно окрашенных и полосатых яшм с диабазовыми и базальтовыми порфиритами, их туфами, а также песчаниками и кристаллическими известняками. Последние образуют ряд линз, по простиранию часто переходящих во вторичные кварциты
Rf_1	Ащисайская	1600—1700	Диабазовые и базальтовые порфириты, их туфы и мандельштейны, реже вулканические брекчии. Вверху прослои андезитовых порфиритов и их туфов
		Отложение протерозоя	

Таким образом, общая мощность разреза рифея Бет-Пак-Далы достигает 5000 м.

Кратко остановимся на петрографической характеристике пород рифея в пределах центрального грабена. Изучение под микроскопом, проведенное В. В. Коптевой, позволило выделить среди них следующие группы:

Диабазовые порфириты сложены микролитами плагиоклаза и вторичными минералами — хлоритом (пеннином), кальцитом, агрегатом лейкоксена и эпидотом. Нередко наблюдаются округлые пустоты, заполненные кварцем, эпидотом или окислами железа (мандельштейны диабазовых порфиритов).

Плагиоклаз представлен микролитами, имеющими разную форму; значительно изменен образовавшимися глинистыми продуктами. Иногда по нему развиваются мелкозернистый эпидот и карбонат. Местами сохраняются реликты двойникового строения. Пространство между микролитами плагиоклаза заполнено пеннином, мелкозернистым эпидотом, кальцитом и агрегатом лейкоксена. Кроме того, наблюдается мелкая вкрапленность рудного минерала.

Структура породы отвечает структуре диабазовых порфиритов и ее можно назвать полнокристаллической.

Часто диабазовые порфириты метаморфизованы. Метаморфизм выражается в развитии тонких иголочек актинолита, как бы наложенных на массу плагиоклазовых микролитов и агрегатов вторичных минералов. Кроме актинолита развиты образования биотита.

Базальтовые порфириты имеют порфировую структуру. Вкрапленники представлены моноклинальным пироксеном и реликтами плагиоклаза и составляют 16—18% всей массы породы. Размер вкрапленников от 0,17 до 1,1 мм.

Моноклинный пироксен образует вкрапленники округлой формы. Иногда сохраняются очертания отдельных граней. Изредка встречаются параллельные плоскости (100). В проходящем свете минерал бесцветен, хорошо видна спайность по (110). Интерференционные окраски низкие — от сероватых до желтых первого порядка. Встречаются полисинтетические двойники. Оптический знак положительный. C : Ng = 31—33°. По всем данным, это авгит.

Вкрапленники плагиоклаза нацело замещены вторичными минералами — агрегатом кварца, эпидота, кальцита, хлорита. Форма их обычно прямоугольная, вытянутая. Очевидно, это был основной плагиоклаз.

Вкрапленники распределены в породе неравномерно — участками преобладает моноклинный пироксен, местами — реликты плагиоклаза. Основная масса породы имеет интерсертальную структуру и состоит из мелких, частично измененных микролитов плагиоклаза. Участки между последними заполнены мелкозернистым эпидотом и пеннином.

Встречаются зеленокаменно-измененные базальтовые порфириты. Одни из них представляют агрегат лучистых образований актинолита, редкие промежутки между которыми выполнены кварцем и агрегатом лейкоксена. Среди этой массы наблюдаются вкрапленники авгита, по краям замещенные хлоритом, очень похожие на вкрапленники, встречающиеся в неизмененных разностях базальтовых порфиритов. Это указывает на первоначальный состав пород.

Другие шлифы напоминают базальтовые порфириты только по очертаниям реликтовых структур и состоят из агрегата лейкоксена, хлорита, а также скоплений мельчайших зернышек эпидота.

Так как диабазовые и базальтовые порфириты встречаются обычно вместе, то, по мнению В. В. Коптевой, можно предполагать, что они представляют собой различно раскристаллизованные разности одних и тех же излияний. При этом диабазовые порфириты отвечают центральной части потока, базальтовые — внешней части его.

Зеленокаменно-измененные породы с неясным исходным материалом. Кроме описанных зеленокаменно-измененных базальтовых и диабазовых порфиритов в нижнем и в низах среднего рифея встречаются породы, зеленокаменное изменение которых было настолько сильным, что реликты первичных пород не сохранились. Одни из них можно назвать кварцево-актинолитовыми породами, другие — кварцево-эпидото-актинолитовыми. В первом случае — это агрегат мелких и тонких иголочек актинолита, незначительные промежутки между которыми выполнены кварцем, пеннином и кальцитом. Во втором — вся порода состоит из волокнистого актинолита, крупных зерен эпидота и вторичного кварца, выполняющего промежутки между зернами.

Андезитовые порфириты имеют ясно выраженную порфировую структуру. Вкрапленники размером 0,18—1,8 мм составляют 25% всей массы породы и представлены соссюритизированным плагиоклазом или реликтами темноцветных минералов. Вкрапленники плагиоклаза имеют вытянутую таблицевидную форму и замещены мелкозернистым эпидотом, хлоритом, кварцем, кальцитом. Вкрапленники темноцветного минерала целиком замещены хлоритом, карбонатом, а иногда и кварцем.

Основная масса породы сильно метаморфизована, но в ней часто различимы отдельные мелкие микролиты плагиоклаза. Общая структура породы теряется за продуктами метаморфизма.

Туфы основных эффузивов состоят из крупных и мелких обломков (от 0,06 до 0,5 мм) и в настоящий момент представляют собой

актинолитовую породу, аналогичную описанным выше, но с меньшим содержанием кварца. Это агрегат актинолитовых иголочек, образующих пачки причудливой формы. Среди этой метаморфической массы иногда наблюдаются реликты плагиоклазовых вкрапленников, а также прожилки пеннина и мелкие пятнышки эпидота. Указанные обломки сцементированы стеклообразной массой, сложенной агрегатом лейкоксена и зернами эпидота. Структура породы различна — либо преобладает цемент, либо главную массу составляет материал обломков. Величина обломков также сильно колеблется. Первичный состав их определить трудно из-за общего метаморфизма породы.

По классификации Е. Ф. Малеева некоторые туфы, в обломках которых видны реликты вкрапленников плагиоклаза, можно назвать литокластическими туфами диабазовых или базальтовых порфиритов. Несомненно, все описанные туфы подверглись зеленокаменному изменению в результате регионального метаморфизма всей толщи рифея.

Туфы неясных пород под микроскопом представляют собой однородную массу, состоящую из агрегата актинолита, мелкозернистого эпидота и лейкоксена. Иногда вместо эпидота наблюдается цоизит с синими аномальными окрасками в более крупных зернах, иногда встречается хлорит. О том, что здесь мы имеем дело с туфами, говорит лишь структура породы в проходящем свете.

Кремнистые туффиты (развиты главным образом в среднем рифее Rf_2^1 и Rf_2^2) состоят полностью из мелкозернистого, а иногда даже микрозернистого кварца. В проходящем свете имеют туфовую структуру.

Яшмы состоят из очень тонкозернистой массы кварца, границы отдельных зерен которой из-за малых размеров обычно плохо различимы. Нередко наблюдаются округлые контуры, выполненные агрегатом более крупнозернистого кварца, напоминающие камеры радиолярий. Часто порода пронизана многочисленными нитевидными прожилками кварца. Участками наблюдается ожелезнение. По составу и структурам это типичные кремнистые осадки вулканогенных серий.

Песчаники обычно кварцево-полевошпатовые состоят из небольших обломков кварца (0,09—0,54 мм), составляющего до 45% породы, плагиоклаза (40%) и калиевого полевого шпата (15%). Плагиоклаз или тонко сдвойникованный, часто со следами динамического воздействия в материнской породе, или сильно серицитизированный, двойникового строения в этом случае уже не видно. Кварц часто с волнистым погасанием.

Цемент песчаников — кварцево-серицитовый или карбонатный. Иногда его мало и тогда он может быть назван цементом пор.

В некоторых шлифах количество кварцевых зерен резко возрастает, и тогда песчаники становятся преимущественно кварцевыми по составу.

ЗАПАДНО-БАЛХАШСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Сасырлыкский прогиб

Наиболее полный разрез рифея, вскрывающий, как правило, как нижнюю, так и среднюю его части, наблюдался нами к северу от Ергебулакского гранитного массива, между уроч. Ак-Дала и долиной Каибмергенын-Карасу. Снизу вверх стратиграфически здесь наблюдаются:

		Мощность, м
Rf_1	1. Андезитовые порфириты, сильно метаморфизованные, карбонатизированные, гематитизированные и хлоритизированные, рассланцованные на тонкие плитки	80
»	2. Те же порфириты, менее рассланцованные	60
»	3. Щебень тех же эффузивов	50
»	4. Кварцевые альбитофиры зеленые, сильно давленные	50

		Мощность, м
Rf_1 5.	Андезитовые порфириты, также хлоритизированные и гематитизированные, но менее рассланцованные, чем в слое 1, и имеющие более свежий облик	100
» 6.	Туфы порфиритов гематитизированные	80
» 7.	Альбитофиры зеленовато-серые, тонко рассланцованные, подобные слою 4	60
» 8.	Дайки гранит-порфира	3
» 9.	Андезитовые порфириты, сильно рассланцованные и давленные. Интенсивно развиты процессы гематитизации и эпидотизации	160
» 10.	Туфы порфиритов, также гематитизированные, мелкообломочные, давленные	50
» 11.	Андезитовые порфириты гематитизированные, с эпидотизированными вкрапленниками плагиоклаза	30
Rf_2 12.	Яшмо-кварциты красноватые и пестрые	50
» 13.	Яшмо-кварциты белые, сильно ожелезненные, частично вторично окварцованные	200
» 14.	Непрерывные выходы тех же яшмо-кварцитов	250
» 15.	Кварциты сильно ожелезненные и кавернозные	100
» 16.	Яшмо-кварциты серые и розовые, сильно раздробленные	150

Необходимо отметить, что приведенный разрез является единственным, в котором вскрываются обе свиты рифея. В других участках Сасырлыкского прогиба распространена лишь яшмовая толща Rf_2, развитая здесь чрезвычайно широко и достигающая значительных мощностей.

Указанное обстоятельство позволяет предполагать, что вулканогенные образования нижнего рифея в этих случаях (северные и восточные участки структуры) оказываются перекрытыми и не выходят на дневную поверхность. Вполне вероятно, однако, что они здесь отсутствуют совсем, замещаясь яшмовой серией. Так, заслуживает внимания тот факт, что местами наблюдается непосредственное залегание яшм на образованиях среднего протерозоя и что вулканогенная толща пород вскрыта лишь в приведенном разрезе, расположенном у южного борта прогиба, близ линии краевого разлома, отграничивающего этот последний от Джалаир-Найманского грабена [1]. Таким образом, развитие вулканогенной толщи может быть связано именно с краевым разломом, вернее с отходящей от него ветвью, явившейся своего рода каналом для выхода магмы. Иными словами, вполне вероятно, что для Сасырлыкской структуры вулканогенная и яшмовая свиты являются не только стратиграфическими горизонтами, сменяющими друг друга по вертикали, а частично и фациями, замещающими одна другую по горизонтали.

Сравнивая приведенный разрез рифейских отложений Сасырлыкского прогиба со сводным разрезом тех же отложений области центрального грабена, мы, помимо указанного выше фациального замещения, должны отметить следующие отличия их друг от друга: 1) мощность вулканогенной толщи нижнего рифея (там, где она известна) значительно сокращается и составляет 720 м вместо 1700 м — в районах центрального грабена; 2) состав и характер вулканогенных образований также видоизменяется —вместо диабазовых и базальтовых порфиритов центрального грабена, лишь в верхах содержащих незначительные прослои андезитовых порфиритов, весь разрез вулканогенного рифея в Сасырлыкском прогибе представлен исключительно андезитовыми порфиритами, содержащими к тому же прослои кварцевых альбитофиров, т. е. мы встречаемся здесь с излияниями несравненно более кислыми; 3) песчанистые толщи верхнего рифея (Rf_3) в описываемой структуре отсутствуют полностью.

Таким образом, разрез рифея в Сасырлыкском прогибе, по сравнению с разрезом центрального грабена, является значительно более сокращенным.

Просмотренные В. В. Коптевой под микроскопом андезитовые порфириты Сасырлыкского прогиба могут быть охарактеризованы как сильно метаморфизованные, гематитизированные и хлоритизированные породы.

[1] Бурунтавское геоантиклинальное поднятие в этом месте сходит на нет.

Структура в менее измененных участках типично андезитовая. Вкрапленники, составляющие 15—25% от всей массы породы, представлены плагиоклазом, обычно сильно соссюритизированным и эпидотизированным, но легко различимым. Иногда хорошо видно двойниковое строение их.

Темноцветный минерал сильно изменен и нацело замещен эпидотом и хлоритом, а в центральных частях — карбонатом. По трещинам наблюдается гематит. Однако, судя по форме различных срезов, это был ромбический пироксен. Возможно, кроме него существовали и другие темноцветные минералы. Основная масса породы состоит из тесно переплетающихся друг с другом тончайших микролитов, пространства между которыми заполнены гематитом, реже хлоритом. В некоторых, наиболее сильно измененных участках основная масса представляет собой агрегат вторичных минералов — цоизита, хлорита, мелко рассеянного гематита.

Кварцевые альбитофиры представлены сланцеватыми породами, местами приближающимися к кварцевым порфироидам. Многочисленные, слегка обдавленные и обтекаемые основной массой вкрапленники вторичного альбита содержат вростки серицита, хлорита и эпидота. Редкие вкрапленники кварца катаклазированы и гранулированы. Основная масса сланцеватая, фельзитовая, состоит из кварца и альбита, проросших отдельными чешуйками серицита и хлорита. В последних иногда сохраняется плеохроизм биотита и включения призмочек апатита.

Прибалхашский прогиб

Отложения рифея на дневной поверхности развиты лишь по юго-западной части структуры, а в остальных участках перекрываются более молодыми осадками. Выходы их известны в урочищах Шепшек-Базоба и Акжал, а также в районе гор Шокпаржалы, причем в первом из указанных участков наблюдаются как нижний, так и средний рифей.

Выходы нижнего рифея урочищ Шепшек-Базоба и Акжал, располагающиеся в области пограничной между центральным грабеном и Прибалхашским прогибом, являются общими для обеих структур. Они были описаны нами выше (см. стр. 88).

Образования среднего рифея представлены здесь двумя свитами. Нижняя (Rf_2^1), располагающаяся непосредственно выше вулканогенных образований, сложена главным образом кристаллическими желтоватыми или темными известняками, местами брекчиевидными, окварцованными, битуминозными, а также слоистыми пелитоморфными известняками и известковистыми сланцами. Известняки чередуются с зелеными и темными яшмами и яшмо-кварцитами, частью их замещающими. Кроме того, присутствуют прослои зеленых туфогенных песчаников и темных слоистых туффитов. Мощность нижней свиты около 800 м.

Верхняя свита построена чрезвычайно просто и сложена исключительно яшмами, полосатыми и пестрыми, окрашенными в красные, шоколадные, зеленые и желтоватые тона. Мощность ее достигает до 1000 м.

Что касается района гор Шокпаржалы, то выходов нижнего рифея мы здесь не знаем. Образования же среднего рифея, располагающиеся несогласно на протерозое, слагают узкий хребет собственно гор Шокпаржалы, вытянутый меридионально, а также ряд возвышенностей к западу от последнего. Представлен средний рифей обычными для него пестроокрашенными яшмами. Мощность достигает 600 м.

Выше наблюдаются широко развитые на данном участке образования верхнего рифея, представленные толщей зеленовато-серых песчаников и сланцев, чрезвычайно однообразной и монотонной. К востоку от гор Шокпаржалы, между выходами Cm_1, с одной стороны, и яшмами Rf_2 с другой, мы наблюдали следующий конкретный разрез верхнего рифея (снизу вверх).

		Мощность, м
R_3	1. Низкие коренные гривки серых и зеленоватых песчаников, сильно рассланцованных, местами переходящих в мелкогалечные конгломераты. Простирание 300—310°. Падение на северо-восток под углом 75—80°	200
»	2. Песчаники серые и зеленовато-серые, кварцитовидные	150
»	3. Песчаники зеленовато-серые, сильно рассланцованные, подобные слою 1, с прослоями плотных, зеленых, кремнистых, а также тонколистоватых, малиновых сланцев. Мощность сланцевых прослоев 20—30 м	150
»	4. Гривки серых и зеленоватых тонкоплитчатых песчаников	80
»	5. Те же песчаники, среди них дайка гранит-порфира	70
»	6. Глыбы и коренные выходы серых, тонкоплитчатых, кварцитовидных песчаников	150
»	7. Песчаники темно-серые, сливные, кварцитовидные	170
»	8. Песчаники серо-зеленые, рассланцованные и хлоритизированные, с прослоями тонколистовых сланцев. Простирание 330°. Падение на восток под углом 75°	130
»	9. Те же песчаники, хлоритизированные и рассланцованные	50

Общая мощность пачки достигает 1150 м, но чаще бывает меньше.

Таким образом, рифейские отложения Прибалхашского прогиба в той части, где они обнажены, также позволяют говорить о некотором изменении разреза их по сравнению с разрезом центрального грабена.

Во-первых, вулканогенные отложения нижнего рифея здесь почти неизвестны. Единственный выход их в районе урочищ Шепшек-Базоба и Акжал расположен в месте стыка Прибалхашского прогиба с областью центрального грабена и является общим для обеих структур. Весьма важно, что как раз в области сочленения указанных структур проходит линия краевого разлома Сарытумского грабена. Таким образом, и здесь, подобно тому, как это имело место в Сасырлыкском прогибе, вулканогенные образования развиты лишь вдоль разлома, являющегося своего рода каналом, обусловившим их появление. Однако, если в Сасырлыкском прогибе излияния их приурочены к одному из ответвлений краевого разлома, лежащего собственно уже в теле Сасырлыкской структуры, то в Прибалхашском прогибе они появляются в месте полного слияния последнего с центральным грабеном — структурой несравненно более прогнутой. Возможно, что именно этим обстоятельством и объясняется более основной характер изменений нижнего рифея Прибалхашского прогиба по сравнению с Сасырлыкским.

Во-вторых, средний рифей представлен или неполным разрезом (район гор Шокпаржалы), или фациями, несколько отличными от фаций центрального грабена. Значительную роль в нем играют известняки, в низах почти вытесняющие все другие образования. Вулканические породы, наблюдавшиеся в виде прослоев в среднем рифее центрального грабена, здесь отсутствуют полностью.

В-третьих, верхний рифей развит широко и представлен также песчанистой толщей, не полностью совпадающей, но близкой к описанной для центрального грабена. Она многократно и мелко смята, из-за чего определение мощности ее сильно затруднено. Ориентировочно мощность может быть оценена в 1000—1150 м.

Кратко резюмируя все сказанное о рифее Прибалхашского прогиба, следует отметить, что разрез его также претерпевает изменения по сравнению с разрезом центрального грабена. Значительно сокращается вулканогенная толща низов рифея, не имеющая для этой структуры самостоятельного значения, а появляющаяся лишь в месте стыка ее с Джалаир-Найманской зоной. Средний рифей меняется фациально и характеризуется сокращенными мощностями. Лишь верхний рифей почти совпадает с разрезом центрального грабена, однако мощность его также несколько уменьшается.

Таким образом, нами рассмотрены разрезы всех крупных прогибов, с которыми связано распространение рифея. В области положительных структур отложения этого возраста, как было указано выше, неизвестны, за исключением юго-восточной части Джильтавской глыбы и северо-восточного склона Чуйского геоантиклинального поднятия.

ДЖИЛЬТАВСКАЯ ГЛЫБА

В этой структуре, по данным И. В. Хохлова и Л. П. Зоненшайна, отложения, относимые к верхнему протерозою, выполняют собой две узкие синклинали северо-западного простирания. Одна из них располагается между логами Жингильды и Чолак, к северу от гор Кызылсок, другая — к юго-востоку от родника Кунгуз. В первой на архейских гнейсах несогласно располагаются сильно метаморфизованные конгломераты с галькой кварца, эффузивов, кварцитов, кристаллических сланцев и гранит-гнейсов. Мощность их невелика и оценивается этими исследователями всего в 5 м. Вверх конгломераты сменяются зеленокаменными породами типа измененных пироксеновых порфиритов и мандельштейнов с прослоями светлых рассланцованных известняков. Видимая мощность их равна 200 м.

Во второй синклинали разрез подобен только что описанному. Однако в верхних горизонтах вулканогенной толщи, помимо основных порфиритов, встречены также альбитофиры, андезитовые порфириты и прослои песчаников. Нетрудно видеть, что мы имеем здесь дело с вулканогенной толщей нижнего рифея (возможно, самыми низами среднего), появление которой связано, очевидно, с разломами, отделяющими Джильтавскую глыбу от области центрального грабена. Характерны сокращенные мощности разреза и наличие кислых эффузивов, подобных описанным нами из района Сасырлыкской структуры.

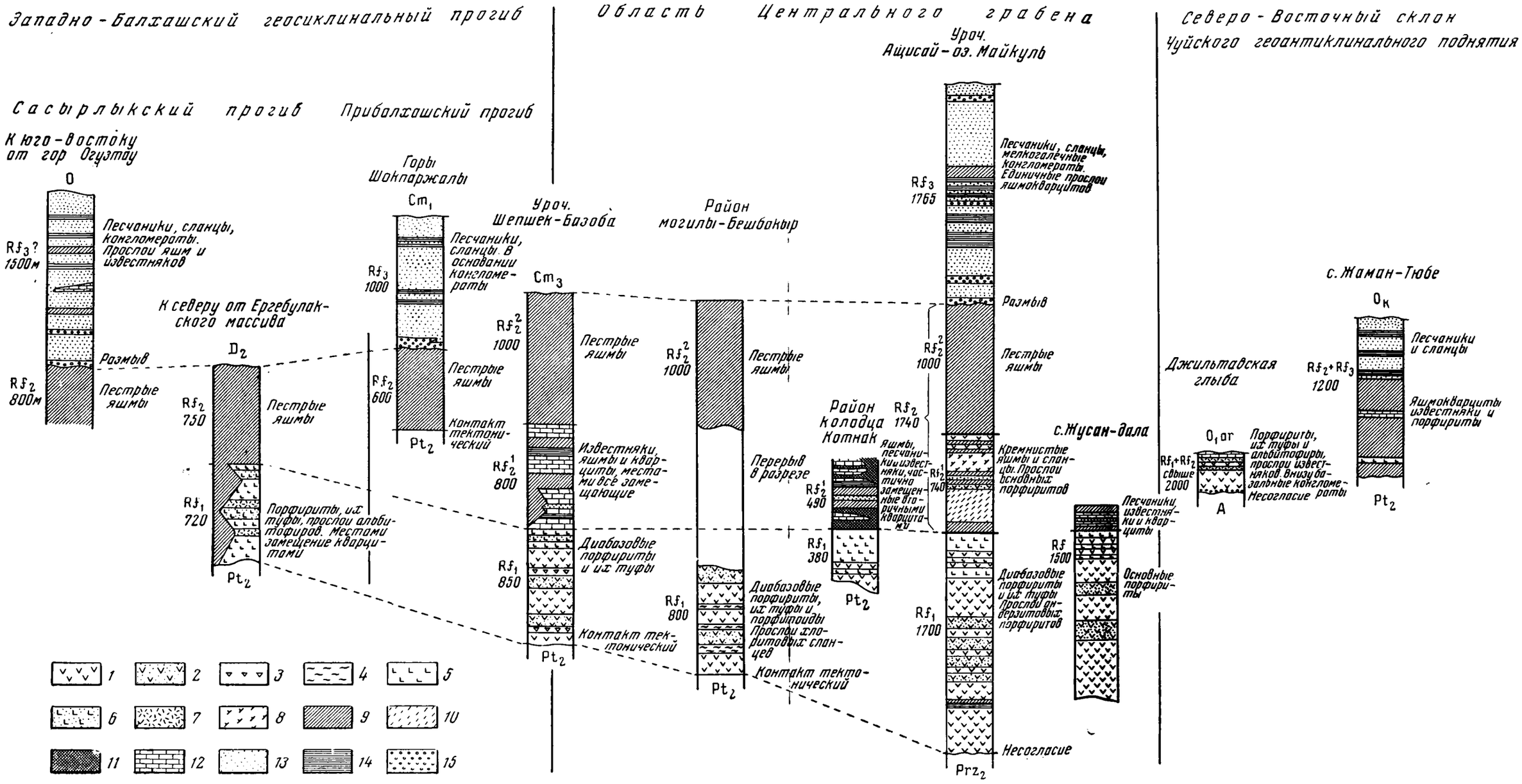
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ЧУЙСКОГО ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОГО ПОДНЯТИЯ

С выходами рифейских образований мы встречаемся также на окраине Чуйского геоантиклинального поднятия, близ места сочленения этой структуры с областью центрального грабена. Рифей известен здесь в двух пунктах — в районе сопок Жаман-Тюбе и в горах Акбастау. К сожалению, для этих мест мы не располагаем сколько-нибудь подробными послойными разрезами и вынуждены удовлетвориться лишь самыми общими сведениями.

В сопках Жаман-Тюбе, по данным М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), выше серых и черных кварцитов и джеспилитов, относимых нами к протерозою, а указанными авторами к кембрию, несогласно располагается толща, состоящая из песчаников, метаморфических сланцев, известняков, яшмо-кварцитов и порфиритов. Наибольшее развитие имеют здесь песчаники и яшмо-кварциты. Порфириты встречаются в подчиненном количестве и представлены серовато-зелеными плагиоклазовыми разностями. Известняки серые, кристаллические, часто брекчиевидные, наблюдаются в толще спорадически в виде небольших линз. Мощность толщи 1000 м.

Из описания видно, что эта верхняя толща, обозначенная авторами условно как Cm_{2+3}, весьма близка к охарактеризованным нами выше отложениям рифея. При этом наиболее развиты здесь верхние песчанистые горизонты рифея, а также средние, представленные яшмо-кварцитами, песчаниками, известняками с подчиненными прослоями порфиритов. Нижняя вулканогенная часть разреза или отсутствует совсем, или развита слабо и представлена лишь верхними горизонтами, т. е. разрез является неполным и сокращенным.

В районе гор Акбастау, т. е. по другую сторону Чуйской глыбы, по данным Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова, известен следующий схематичный разрез интересующей нас толщи, несогласно располагающейся на



Фиг. 46. Сопоставление разрезов рифея различных структурных зон в пределах Бет-Пак-Далы:

1 — диабазовые порфириты; *2* — туфы диабазовых порфиритов; *3* — вулканические брекчии; *4* — хлоритовые сланцы; *5* — андезитовые порфириты; *6* — туфы андезитовых порфиритов; *7* — альбитофиры и ортофиры; *8* — базальтовые порфириты; *9* — яшмы; *10* — кремнистые сланцы; *11* — вторичные кварциты; *12* — известняки; *13* — песчаники; *14* — сланцы; *15* — конгломераты.

[1] Надпись «Северо-восточный склон Чуйского геоантиклинального поднятия» относится только к разрезу с Жаман-Тюбе.

образованиях протерозоя. В нижней части ее наблюдаются сильно измененные порфириты, порфиритоиды и сланцы с прослоями кристаллических известняков и яшмо-кварцитов. Выше наибольшее значение приобретают яшмо-кварциты. В самых верхах залегают зеленые, сильно рассланцованные песчаники, с линзами гравийных разностей их и мелкогалечных конгломератов. Мощность толщи неизвестна.

Таким образом, описанный разрез близок к разрезам центрального грабена. Вероятно, в рассматриваемый период сочленение этой структуры с областью Чуйского геоантиклинального поднятия было таково, что не препятствовало частичному распространению развитых в ней образований на склон сопряженного поднятия.

Заканчивая на этом описание разрезов рифея, попробуем кратко обобщить весь приведенный материал. Как это видно из колонок на фиг. 46, рифейские отложения различных структурных зон, в противовес тому, что было отмечено нами для образований протерозоя, сильно разнятся друг от друга. Наиболее полон разрез рифея в области центрального грабена, где поражает огромная мощность накапливавшихся в это время толщ, отчетливо подразделяющихся на три свиты — ащисайскую, булаттавскую и майкульскую.

Значительно развиты рифейские отложения также в пределах Западно-Балхашского геосинклинального прогиба, где колонки их, однако, менее полны. В областях же геоантиклинальных поднятий и глыб рифей или отсутствует совсем, или представлен резко сокращенными разрезами. Так, на территории Бурунтавского и Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий осадков рифея не обнаружено; в Чуйском — образования этого возраста известны лишь в зоне сочленения этого поднятия с областью центрального грабена; в Джильтавской глыбе рифей сложен ничтожными по мощности покровами вулканических образований.

Таким образом, анализ разрезов верхней части протерозоя или рифея заставляет нас прийти к выводу о том, что именно с этого времени начинается структурная дифференциация исследованной области, до тех пор представлявшей собою единую, тектонически нерасчлененную поверхность.

Говоря о докембрии Бет-Пак-Далы в целом, мы должны отметить, что в строении этой группы принимают участие три комплекса пород, разделенных крупными несогласиями и перерывами и отличающихся друг от друга как по типу формаций, так и по характеру метаморфизма (табл. 3). Так, в нижнем комплексе, наиболее глубоко метаморфизованном, главная роль принадлежит различного рода гнейсам, часть которых обязана своим происхождением процессам инъекционного метаморфизма и гранитизации. В среднем комплексе доминирующее значение имеют кварциты и микрокварциты, в частности, железистые кварциты, а также различные метаморфические сланцы. Наконец, верхний комплекс, характеризующийся наименьшим метаморфизмом, сложен основными эффузивами и яшмами, а также серией песчано-сланцевых пород.

Так как никаких органических остатков ни в одном из выделенных комплексов найдено не было, то установление возраста их является крайне затруднительным. Несмотря на это, мы находим возможным, хотя бы условно, относить нижний из них к архею (?), средний — к нижней, а верхний — к верхней части протерозоя или рифею. Для более точного обоснования этого возрастного подразделения обратимся к материалам других авторов, касающимся как района Бет-Пак-Далы, так и смежных участков Казахстана.

В первую очередь мы считаем необходимым остановиться на работе М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), исследования которых охватили западную часть описанной нами территории. Хотя в процессе изло-

Таблица 3

Сводный разрез докембрия Бет-Пак-Далы, по Н. Г. Марковой

Индекс	Свита	Мощность, м		Состав пород
Rf_3	Майкульская	1500—1700		Чередование песчаников, сланцев и мелкогалечных конгломератов. Размыв
Rf_2 Rf_2^2	Булаттавская	1740	1000	Пестрые яшмы и яшмо-кварциты
Rf_2^1			740	Кремнистые сланцы, яшмы, прослои основных эффузивов, песчаников и известняков, местами окварцованных и замещенных вторичными кварцитами
Rf_1	Ащисайская	от 700 до 1700		Диабазовые порфириты, их туфы и мандельштейны, вверху прослои и пачки андезитовых порфиритов. В некоторых структурах эффузивы замещаются кварцитами и яшмами. Резкое несогласие и перерыв. Процессы гранитизации
Ptc	Ергенектинская	1000—1500		Черные и серые кварцитовые сланцы, микрокварциты, железистые кварциты, графитовые и хлорито-серицитовые сланцы, пачки песчаников, филлитов и мраморов. Прослои основных эффузивов. Несогласие
Ptb	Егинбулакская	до 2000		Белые и желтые кварциты, микрокварциты, гематитовые кварциты и кварцитовые сланцы с линзами вторичных кварцитов по известнякам. Внизу прослои кварцево-хлоритовых сланцев и песчаников. Постепенный переход
Pta	Тасжарганская	800—1000, редко до 1500		Зеленые кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые и тальково-хлоритовые сланцы, сильно гофрированные. Резкое несогласие
A	Каракамысская	?		Гранито-гнейсы и инъекционные гнейсы с прослоями и линзами мраморов, реже амфиболитов, а также кварцево-слюдяные и слюдисто-полевошпатовые сланцы

жения материала мы не раз обращались к этой монографии, однако ссылки эти были отрывочны и не давали полного представления о стратиграфической схеме, разработанной названными учеными.

Сводный разрез образований докембрия и кембрия, составленный на основании данных М. И. Александровой и Б. И. Борсука, приводится нами в табл. 4, в которой наиболее древние образования, представленные

Таблица 4

Разрез докембрия и кембрия Бет-Пак-Далы, по М. И. Александровой и Б. И. Борсуку, 1955 г.

Возраст		Индекс	Мощность, м	Состав пород
Кембрий	Средний и верхний	Cm_{2+3}	1000—1200	Метаморфизованные песчаники, порфириты, сланцы (хлоритовые и кварцево-хлорито-серицитовые), а также брекчированные известняки, кварциты и яшмо-кварциты
	Нижний	Cm_1	1000	Кварциты и яшмо-кварциты, а также железистые и гематитовые кварциты
Протерозой	Верхний	Pt_3	1800—2000	Размыв, несогласие, складчатость. Интрузии существенно калиевых гранитов Метаморфические сланцы: кварцево-серицитовые, кварцево-мусковитовые, серицито-хлоритовые, карбонатизированные, кварцево-серицитовые, песчанистые и т. д. Микрокварциты и железистые кварциты
	Средний	Pt_2	600—1500	Кварциты, кварцитовые сланцы и железистые кварциты. Линзы мраморизованных известняков
	Нижний	Pt_1	1500—1800	Излияния кварцевых порфиров Несогласие, размыв, складчатость
Архей		A	450—1500	Интрузии мусковитовых и двуслюдяных гранито-гнейсов Песчаники и кварцево-слюдяные сланцы Интрузии биотитовых ортогнейсов. Гнейсы биотитово-плагиоклазовые и биотитово-гранатовые

различного рода гнейсами и кристаллическими сланцами, индексируются ими как архей. Так как детальное описание этих толщ было дано нами в начале настоящей главы, мы позволим себе не задерживаться более на их характеристике.

Выше на образованиях архея с несогласием и перерывом располагаются излияния кварцевых порфиров, уже упоминавшихся нами при описании разрезов Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия. Необходимо отметить, что эти вулканические образования, относимые М. И. Александровой и Б. И. Борсуком к нижнему протерозою, мы считаем нижнекембрийскими. Данные в пользу такого возраста их, так же как подробные описания, приводятся в следующей главе.

К образованиям среднего протерозоя М. И. Александрова и Б. И. Борсук относят толщу кварцитов, кварцитовых сланцев и железистых кварцитов, обнажающихся главным образом в районе Атасуйского мелкогорья и Причуйских склонов.

Наконец, к верхнему протерозою они отнесли свиту метаморфических сланцев Ергенектинских гор и Причуйских склонов, представленных обычно серыми и темно-серыми кварцево-серицито-хлоритовыми, песчанистыми, кварцево-мусковитовыми и карбонатизированными сланцами, а также микрокварцитами и железистыми кварцитами.

Образования протерозоя, по данным этих авторов, прорываются интрузиями существенно калиевых гранитов, вторжением которых, таким образом, завершается протерозойский цикл.

Необходимо остановиться также на кембрийском разрезе, составленном М. И. Александровой и Б. И. Борсуком. В кембрии они выделяют две свиты. Нижняя относится к нижнему кембрию и сложена кварцитами, яшмо-кварцитами, а также железистыми и гематитовыми кварцитами. По описанию она мало отличается от толщи среднего протерозоя. Нет этого отличия и в действительности, если судить по областям распространения этой свиты, указанным М. И. Александровой и Б. И. Борсуком (1955) на стр. 55—60 их работы. Так, нижняя часть разреза гор Джуан-Тюбе [1], сложенная «напоминающими окремнелую древесину» (стр. 61) сильно мятыми кварцитами, среди которых значительную роль играют железистые кварциты и джеспилиты, ничем не отличается от образований протерозоя Причуйских склонов (горы Курманчите, Домбралытау и др.). Белые и черные кварциты и песчаники, развитые к юго-западу от уроч. Шайтансиме (стр. 57—58), несомненно представляют собой протерозойский комплекс (егинбулакская и ергенектинская свиты). То же можно сказать о кварцитовой толще, расположенной к юго-западу от гор Булаттау и индексируемой авторами как кембрий (схема на стр. 280). С другой стороны, часть нижней свиты кембрия, представленная бурыми обохренными и раздробленными яшмо-кварцитами, широко развитыми в грядах Булаттау, Огузтау и оторочке Майтюкенского гранитного массива, с нашей точки зрения, должна быть выделена в особую свиту, занимающую более высокое положение в разрезе (булаттавская свита среднего рифея).

Очевидно, также к рифею, ближе не расчлененному, следует относить образования, описанные М. И. Александровой и Б. И. Борсуком под именем верхней свиты увалов Джуан-Тюбе. Они представлены различного рода песчаниками, брекчированными известняками, порфиритами и яшмо-кварцитами (стр. 57) и обозначены ими как средний и верхний кембрий (Cm_{2+3}). Таким образом, отложения, выделенные этими исследователями под именем кембрия, обнаруживают много общего с отложениями докембрийского комплекса нашей колонки. Часть их должна быть параллелизована с толщей протерозоя, часть отнесена к рифею.

Итак, подытоживая все сказанное о материалах М. И. Александровой и Б. И. Борсука, следует отметить, что разработанная ими схема строения древних толщ (докембрия, а, по данным этих авторов, также и кембрия) несколько отличается от схемы, предложенной нами. Различия эти следующие.

1. Толщу кварцевых порфиров, относимую М. И. Александровой и Б. И. Борсуком к нижнему протерозою, в главной ее части мы считаем более молодой.

2. В пределах протерозоя мы выделяем три свиты, средняя и верхняя из которых в общих чертах совпадают со средним и верхним протерозоем, выделенным этими исследователями (егинбулакская — Pt_2; ергебулакская — Pt_3). Сланцевая же, тасжарганская свита, лежащая под кварцитами, в разрезе М. И. Александровой и Б. И. Борсука отсутствует. Кроме того, толща, выделенная этими авторами под индексом кембрия, частично отвечает среднему протерозою, а частично рифею нашей схемы.

---

[1] На последних картах Жаман-Тюбе.

Таблица 5

Сводный разрез Атасуйского района, по И. И. Вишневской, М. И. Кудрявцеву и И. Ф. Трусовой, 1958 г.

Возраст	Индекс	Серия	Свита	Мощность, м	Состав пород
Верхний протерозой	Pt_2b	Верхняя	Верхняя	400—500	Складчатость, гранитизация и мигматизация сланцев нижней и верхней серий. Зернистые кварциты и серицито-кварцитовые сланцы белые, розовые и серые, содержащие отдельные горизонты и пачки конгломератовидных кварцитов. Перерыв и несогласие
	Pt_2a		Нижняя	300—400	Филлиты и зернистые кварциты зеленые и красные, с подчиненными горизонтами порфироидов. В восточной части района филлиты и кварциты фациально замещаются порфироидами. Перерыв и угловое несогласие
Нижний протерозой	Pt_1b	Нижняя	Таскоралинская	600—700	Кварциты, кварцитовые и кварцито-мусковитовые сланцы белые, серые и розовые. В верхах разреза преобладают кварциты, в нижней части — кварцитовые сланцы
	Pt_1a		Айдахарлинская	500—600	Актинолитовые, альбито-хлорито-актинолитовые, хлоритовые, хлорито-мусковитовые и графитовые сланцы, порфиритоиды, порфироиды, серые кварциты пещеристой текстуры (по известнякам). В верхней части отдельные горизонты яшмовидных кварцитов и кварцитовых сланцев

3. Что касается интрузий калиевых гранитов, помещенных М. И. Александровой и Б. И. Борсуком на границе протерозоя и кембрия, то часть их должна быть отнесена к каледонским (см. раздел «Интрузии кембрийских гранито-гнейсов» настоящей главы), часть же представляет собой метасоматические образования.

Следующей работой, в которой приводится описание района, расположенного на границе с изученной нами территорией, является статья И. И. Вишневской, М. И. Кудрявцева и И. Ф. Трусовой (1958). Она интересна тем, что в ней даются результаты детальных петрографических исследований, проведенных ими в районах развития докембрия. Так как составленный этими авторами разрез уже был рассмотрен при описании протерозойских отложений Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, то коснемся лишь возраста входящих в его состав свит и сопоставим их с разрезом Бет-Пак-Далы. Как это видно из табл. 5, выделенные И. Ф. Трусовой две серии пород отделены друг от друга перерывом и несогласием и имеют разную возрастную индексировку. Нижняя относится к нижнему, верхняя — к верхнему протерозою.

Что касается нижней серии пород, то она находит себе аналогов в нашем разрезе. Так, айдахарлинская свита легко может быть сопоставлена с таскарганской, таскоралинская с егинбулакской свитами Бет-Пак-Далы.

На возможность такого сопоставления указывает однотипность состава и генезиса слагающих пород, постепенный переход между свитами, а также их распространение на территории от гор Жильдытау до гор Алабас, разрезы которых описывались нами выше.

Значительно различаются лишь мощности свит, в разрезе И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской, выражающиеся крайне малыми цифрами. Кроме того, мы не склонны вводить в состав нижней свиты мощные толщи порфироидов, которые, по мнению этих авторов, местами полностью замещают развитые в ней сланцевые образования.

Сложнее обстоит дело с описанной И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской верхней серией из северных участков Атасуйского мелкогорья (район гор Актау). Нам приходилось посещать указанные места, и в свое время мы склонны были параллелизовать обнажающиеся в нем кварцитовую (верхнюю) и сланцевую (нижнюю) толщи пород с егинбулакской и тасжарганской свитами нашего разреза. Однако детальные петрографические исследования, проведенные этими авторами, показали, что актавская серия пород отличается от нижележащих образований как по составу, так и по генезису. Кроме того, в ряде участков отмечено несогласное налегание ее на породы нижней серии. Таким образом, совершенно очевидно, что это иная толща, занимающая более высокое место в разрезе. По своему стратиграфическому положению она может быть сопоставлена с ергенектинской свитой Бет-Пак-Далы, отличающейся, однако, от нее литологически. В связи с этим могут быть высказаны два предположения: или актавская серия пород в районе Бет-Пак-Далы испытывает значительные фациальные изменения, или она здесь отсутствует совсем, появляясь лишь в более северных участках.

Таково, с нашей точки зрения, сопоставление разреза Бет-Пак-Далы с разрезом, описанным И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской для южной части Атасуйского района. Укажем, однако, что каково бы ни было соотношение актавской серии пород с нашей колонкой, мы считаем, что едва ли правильно включать в ее состав мощную толщу порфироидов, развитую к северо-востоку от Кызылтавского гранитного массива. Последняя, с нашей точки зрения, ничем не отличается от порфироидов, развитых в пределах нижнего кембрия, к которым она и должна быть присоединена. Таким образом, мы ставим под сомнение те резкие фациальные изменения, которые допускались И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской в пределах нижней и верхней серий. Описанное ими полное замещение осадочных образований эффузивными, происходящее к тому же на расстоянии 5—10 км, кажется нам малоправдоподобным.

В более северных участках Атасуйского района последние годы работал коллектив геологов МГУ (А. А. Богданов, О. А. Мазарович, Н. П. Четверикова и др., 1955).

Разрез древних толщ, данный этими исследователями, представлен нами в табл. 6. Мы позволим себе не останавливаться на разборе нижней его половины, относимой к протерозою, так как авторы в настоящий момент изменили свое мнение об этой части колонки и приняли схему И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской. Рассмотрим лишь толщу, которая выделена под именем уртынджальской. В ней, как это хорошо видно из табл. 6, отчетливо выделяются три свиты. Нижняя — каратавская сложена пестроокрашенными, часто полосатыми яшмами и яшмо-кварцитами. Средняя — сарытавская — представлена главным образом эффузивными образованиями основного, в меньшей степени кислого состава, с подчиненным развитием яшм и яшмо-кварцитов. Наконец, верхняя — куланутпесская—образована терригенными породами — пепельно-серыми песчаниками, гравелитами и аргиллитами с пачками эффузивных и кремнистых пород в нижней части разреза.

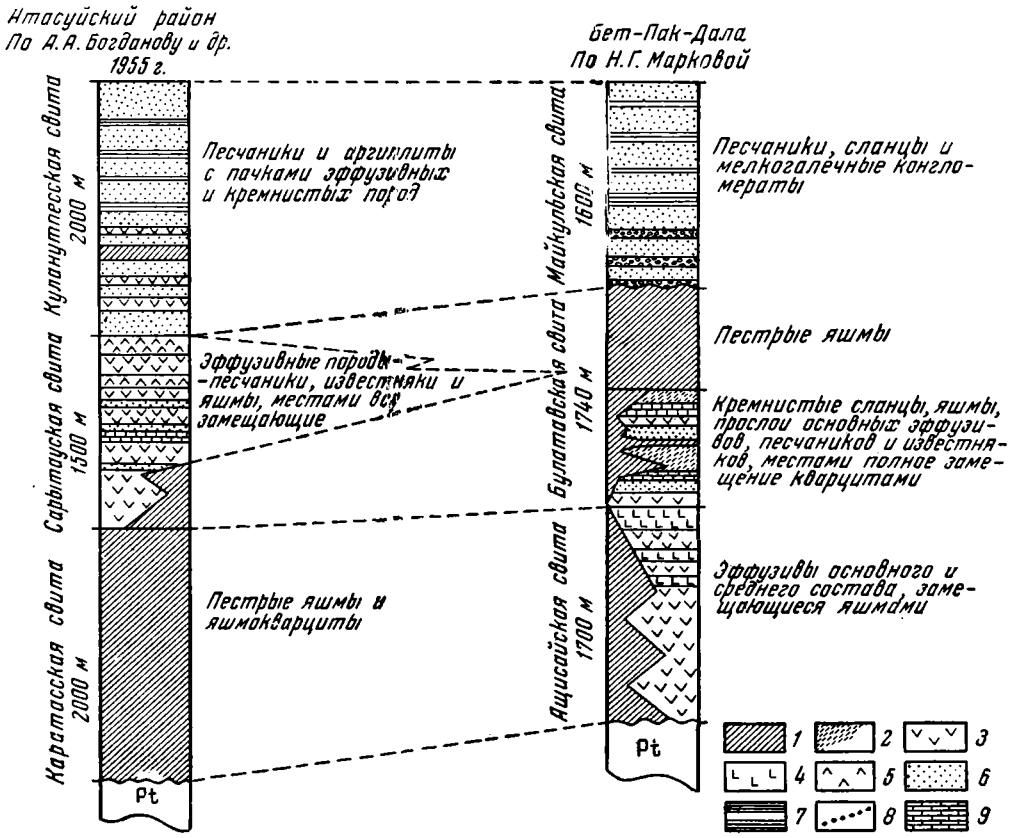
Таблица 6

Разрез докембрия Атасуйского района, по А. А. Богданову, О. А. Мазаровичу и др., 1956 г.

Возраст	Индекс	Комплекс	Серия	Свита	Мощность, м	Состав пород
Рифей	Rf	Кварцитовый	Верхняя (Уртынджальская)	Куланутпесская	2000	Пепельно-серые песчаники, гравелиты и аргиллиты, с подчиненными пачками эффузивных и кремнистых пород в нижней части разреза Постепенный переход
				Сарытавская	1500—2000	Эффузивные породы (от диабазов до кварцевых альбитофиров), яшмы, яшмокварциты, кремнистые алевролиты, песчаники, линзы известняков. Окраска пород пестрая (зеленые, красные и серые тона). Переход постепенный. Иногда линзы конгломератов с галькой кварцитов
				Каратавская	2200—3000 (1200—2000; 1000—1200)	Чередование серых, белых и черных, иногда красных полосчатых микрокварцитов и яшм. Вверху местами пачка белых кварцевых песчаников
						Полосчатые серые, черные и красные яшмы и серые и белые кварциты Перерыв
Протерозой	Pt_2		Нижняя	Верхняя	1200—1500	Светло-серые сланцевые кварциты, с тонкой плитчатой отдельностью
				Нижняя	600—700	Зеленовато-серые слюдисто-кварцево-полевошпатовые сланцы Контакт неясен
						Интрузии гранито-гнейсов и гнейсированных гранитов
	Pt_1			Верхняя (горы Актау)	800	Светло-серые перекристаллизованные известняки, с маломощными прослоями серых и белых микрокварцитов
					600	Темно-красные и зеленовато-серые, тонкослоистые серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы, с прослоями белых тонкозернистых кварцитовых сланцев
				Нижняя (горы Актау)	1200	Серые, белые и светло-розовые, массивные и толстоплитчатые кварциты, с подчиненными горизонтами слюдисто-полевошпатово-кварцитовых сланцев и порфироидов (последние в верхах разреза)

Уртынджальский комплекс, который А. А. Богдановым и др. относится к рифею, лежит трансгрессивно на образованиях протерозоя. Свиты, слагающие его, по их данным, связаны друг с другом постепенными переходами и лишь местами на границе каратавской и сарытавской свит наблюдается прослой конгломерата.

Сравнивая эту верхнюю часть колонки (рифей) с образованиями того же возраста Бет-Пак-Далы, видим, что, несмотря на кажущееся различие их, имеется много общего в характере и составе выделенных здесь свит. Действительно, в разрезе Бет-Пак-Далы, так же как и в разрезе Атасуйского



Фиг. 47. Сопоставление разрезов рифейских отложений Атасуйского района и Бет-Пак- Далы:

1 — яшмы и яшмо-кварциты; *2* — кремнистые сланцы; *3* — диабазовые порфириты; *4* — андезитовые порфириты; *5* — альбитофиры и их туфы; *6* — песчаники; *7* — сланцы; *8* — конгломераты; *9* — кристаллические известняки

района, намечается три свиты. Верхние из них (куланутпесская и майкульская), сложенные терригенными породами, обнаруживают чрезвычайно большое сходство [1].

[1] По данным работ МГУ 1957 г., на юге Атасуйского района, под фаунистически охарактеризованными песчаниками ордовика располагается отделенная от них значительным перерывом толща терригенных пород условно кембрийского возраста (узякская свита). Литологическая близость ее к куланутпесской свите, по мнению А. А. Богданова (устное сообщение), заставляет пересмотреть возраст последней. Однако никаких фаунистических данных, подтверждающих кембрийский возраст ни той, ни другой свиты, не имеется. Описанный же в рассматриваемой работе постепенный переход от куланутпесской свиты к нижележащим образованиям рифея противоречит высказанному предположению.

Две следующие толщи рифея (каратавская и сарытавская, с одной стороны, и ащисайская и булаттавская, с другой), как легко видеть, состоят из одного и того же набора пород, в котором главная роль принадлежит различного рода яшмам, яшмо-кварцитам и кремнистым сланцам, а также основным, в меньшей степени средним и кислым эффузивам. В подчиненном количестве встречаются песчаники, алевролиты и известняки. В первый момент при сравнении разрезов обращает на себя внимание обратная последовательность свит для Атасуйского и Бет-Пак-Далинского районов, а именно: более низкое положение яшмового комплекса по отношению к эффузивам в первом из них и более высокое — во втором. Однако проведенное нами детальное описание разрезов рифея Бет-Пак-Далы показало, что замещение эффузивных образований яшмами и яшмо-кварцитами — явление довольно обычное. Иногда оно может быть прослежено в отдельных обнажениях, иногда же охватывает целые пачки и свиты.

А. А. Богданов и его соавторы на стр. 142 рассматриваемой работы также вскользь высказывают предположение о возможном замещении в районе гор Тохты эффузивов сарытавской свиты яшмовым комплексом.

Учитывая все сказанное, нам кажется, что данное нами (фиг. 47) сопоставление стратиграфической колонки А. А. Богданова с нашей, с допущением такого рода замещений яшмо-кварцитами отдельных пачек и свит, является достаточно обоснованным.

Таким образом, напрашивается вывод о том, что для образований рифея рассмотренных районов не столь характерна последовательность отдельных свит, как набор слагающих их пород: яшм, основных эффузивов, терригенных образований и пр.

Итак, верхние части разрезов, относимые к рифею, для Атасуйского района и Бет-Пак-Далы сопоставляются хорошо. Разрез нижних частей в настоящее время Богданов и др. трактуют иначе.

Из стратиграфических схем докембрия более удаленных районов необходимо кратко остановиться на рассмотрении разрезов докембрия гор Кокчетау и Улутау, представляющих собой, как известно, области широкого развития древних толщ. Указанные районы изучались рядом исследователей, среди которых должны быть названы: Е. Д. Шлыгин, М. А. Абдулкабирова, В. Ф. Беспалов, Н. П. Воронов, А. В. Волин, П. Н. Кропоткин, И. Ф. Трусова, Н. А. Штрейс и ряд других. Для района гор Кокчетау, а также северной части Улутау наиболее полной является сводка И. Ф. Трусовой, подробно разработавшей вопросы петрографии и стратиграфии древних толщ указанных районов и сделавшей ряд ценных выводов о метаморфизме, первичном составе и условиях образования входящих в их состав пород. Ниже мы приводим составленную ею таблицу, в которой дано сопоставление разрезов докембрия гор Кокчетау и Улутау (табл. 7). Из нее видно, что внутри образований докембрия И. Ф. Трусова выделяет три крупных серии, каждая из которых, в свою очередь, подразделяется на ряд более дробных свит. Последовательность свит, состав слагающих их пород, а также характер контактов, мощности и возрастные индексы отражены в табл. 7, поэтому мы позволим себе не останавливаться на этом дополнительно. Укажем только, что проведенное изучение парагенетических ассоциаций минералов, а также всего комплекса магматических и метасоматических процессов позволило И. Ф. Трусовой резко разграничить три выделенные серии. Нижняя из них, синхронная, по ее мнению, чарнокитовой или алданской фации, свидетельствует о высшей ступени регионального метаморфизма; верхняя, отвечающая фации зеленых сланцев, характеризует низшую ступень; наконец, средняя серия занимает промежуточное положение.

Возраст выделенных серий И. Ф. Трусова условно принимает как архейский для двух нижних серий и протерозойский для верхней.

Таблица 7

Сопоставление разрезов докембрия и кембрия северо-западной части Центрального Казахстана, по И. Ф. Трусовой, 1956 г.

Возраст		Серия	Свита	Горы Кокчетау		Горы Улутау	
Группа	Подгруппа			Мощность, м	Состав пород	Мощность, м	Состав пород
Палеозой		Уртынджальская Cm	Яшмо-кварцитовая Cmb	1500—2000	Пестрые яшмы и яшмо-кварциты, иногда брекчиевидные В основании свиты пачки обломочных пород — мелкогалечных конгломератов и песчаников Несогласие		Неизвестен
			Эффузивная Cma	2000—2500	Диабазы, мандельштейны, андезитовые порфириты, их туфы и вулканические брекчии, туфопесчаники и туфоконгломераты, в подчиненном количестве яшмы и яшмо-кварциты В верхней части разреза альбитофиры и их пирокластические образования Несогласие	1500	Диабазы и диабазовые порфириты, а также пироксеновые роговообманковые и андезитовые порфириты, их туфы и вулканические брекчии Отдельные горизонты кремнистых сланцев и туфов полосчатой текстуры, а также зеленовато-серых песчаников Несогласие
Протерозой	Верхний	Верхняя PtCmc	Верхняя $PtCmc_3$	600	Порфиритоиды и порфироиды с подчиненными горизонтами серицитовых и хлоритовых сланцев. В основании свиты горизонт туфоконгломератов Несогласие		Неизвестен
	Нижний		Средняя $PtCmc_2$	1000—1200	Кварцитовидные песчаники, серицито-кварцитовые сланцы и микрокварциты с отдельными горизонтами окварцованных мраморов	400	Окварцованные мраморы, пещеристые кварциты, микрокварциты и конгломератовидные кварциты

Протерозой	Нижний	Верхняя PtCmc	Нижняя $PtCmc_1$	1500—1600	Серицитовые, хлорито-серицитовые, графитовые, эпидото-актинолитовые и карбонатные сланцы, с подчиненными горизонтами мраморов — в нижней части свиты и порфироидов — в верхней Несогласие	1000—1200	Хлоритовые, эпидото-актинолитовые, серицитовые, железисто-кварцитовые и графито-кварцитовые сланцы, с подчиненными горизонтами в нижней части свиты — карбонатных сланцев и порфиритоидов, в верхней — порфироидов Несогласие
Архей	Верхний	Средняя PtCmb	Верхняя $PtCmb_2$	1200	Кварциты белые и светло-серые, массивной и сланцеватой текстуры		Кварциты белые и светло-серые, массивной и сланцеватой текстуры
			Нижняя $PtCmb_1$	1500	Кварцитовые и слюдяно-кварцитовые сланцы с подчиненными горизонтами графито-кварцевых сланцев Несогласие	1500	Слюдяно-кварцитовые, кварцитовые и графитовые сланцы Несогласие
	Нижний	Нижняя PtCma	Верхняя $PtCma_3$	1000—1500	Слюдяные и полевошпатовые слюдяные сланцы, очковые гнейсы и гнейсовые сланцы, с подчиненными горизонтами амфиболитов и амфиболитовых сланцев и линзами мраморов		Слюдяные и полевошпатово-слюдяные сланцы, гнейсы и гнейсовые сланцы, тонкополосчатой и очковой текстуры. Подчиненные горизонты амфиболитов, амфиболитовых сланцев и линзы мраморов
			Средняя $PtCma_2$	1500—1700	Эклогиты, гранатовые и цоизитовые амфиболитовые сланцы, с подчиненными пачками слюдяных сланцев, очковых гнейсов и гнейсовых сланцев	800—1000	Гранатовые и полевошпатовые амфиболиты и амфиболитовые сланцы, с подчиненными пачками слюдяных и полевошпатово-слюдяных сланцев и гнейсовых сланцев
			Нижняя $PtCma_1$	600—800	Слюдяные и полевошпатово-слюдяные сланцы с силлиманитом, гранатом и кордиеритом, биотитовые и роговообманковые гнейсы с линейно-полосчатой текстурой, амфиболиты и амфиболитовые сланцы с подчиненными горизонтами и линзами силикатных мраморов и плагиоклазово-диопсидовых пород		Неизвестен

Сравнивая образования архея, весьма полно представленные в Кокчетавских и Улутавских горах, с данными Бет-Пак-Далы, мы видим, что бóльшая часть развитых здесь отложений у нас отсутствует и что наша каракамысская свита может быть сопоставлена лишь с третьей снизу свитой, отнесенной автором к верхам нижнего архея и сложенной различного рода гнейсами, слюдяными и полевошпатово-слюдяными сланцами, в меньшей степени амфиболитами и мраморами.

Наибольший интерес для нас представляет разрез верхней серии, отделенной И. Ф. Трусовой от двух нижних резким несогласием и перерывом и подразделенной ею дополнительно на три свиты. Нижняя, представленная различными метаморфическими сланцами, в некоторых разрезах сильно напоминает тасжарганскую свиту Бет-Пак-Далы. В средней, параллелизуемой нами с егинбулакской, доминирующая роль принадлежит кварцитам, микрокварцитам и кварцитовым сланцам, среди которых наблюдаются горизонты окварцованных мраморов, особенно значительные в разрезе Улутавских гор. Наконец, верхняя свита, известная лишь из Кокчетавского района, представлена главным образом основными эффузивами с подчиненным развитием серицитовых и хлоритовых сланцев. На этом разрез верхней серии докембрия в работе И. Ф. Трусовой заканчивается. Однако в последнее время выше обнаружена еще толща зернистых кварцитов, кварцитовых сланцев и конгломератовидных кварцитов, достигающая мощности 1000—1500 м (устное сообщение И. Ф. Трусовой). Эти две верхние свиты чрезвычайно напоминают верхнюю серию Атасуйского района (за исключением мощностей и незначительных литологических отличий) и, очевидно, так же как и она, с некоторой оговоркой, могут быть сопоставлены с ергенектинской свитой нашего разреза.

Самые верхи разреза в северо-западном Казахстане сложены так называемой уртынджальской серией пород, несомненно идентичной с рифейскими отложениями Бет-Пак-Далы (И. Ф. Трусова условно относит эту серию к кембрию). В разрезе гор Кокчетау наблюдаются лишь две нижние свиты этой серии, сложенные эффузивными образованиями и яшмами. Однако в монографии И. Ф. Трусовой описывается также третья, верхняя свита, развитая главным образом в районе Ишимской луки и представленная граувакковыми песчаниками с прослоями глинистых и кремнистых сланцев. Таким образом, аналогия этой части разреза является полной.

Итак, сравнение разреза докембрийских отложений северо-западного Казахстана, подробно изученных И. Ф. Трусовой, с разрезом Бет-Пак-Далы позволяет сделать следующие выводы.

1. Каракамысскую свиту Бет-Пак-Далы следует сравнивать с верхней свитой нижней серии северо-западного Казахстана, относимой И. Ф. Трусовой к верхам нижнего архея.

2. Комплекс пород, отвечающий средней серии северо-западного Казахстана, в Бет-Пак-Дале, очевидно, отсутствует.

3. Комплекс, описанный нами как нижняя часть протерозоя, должен быть сопоставлен с верхней серией докембрия колонки И. Ф. Трусовой с тем добавлением, которое сделано выше. Более дробные свиты, выделяемые внутри его, близки к свитам, описанным в Кокчетавском районе как по последовательности и положению в разрезе, так и по характеру метаморфизма и составу развитых в них пород. Однако в верхней свите наблюдаются уже значительные фациальные изменения.

4. Наконец, самый верхний комплекс колонки, составленной И. Ф. Трусовой, выделен ею под именем уртынджальской серии и полностью совпадает с серией пород, описанной нами под индексом рифея.

Кратко остановимся на материалах группы исследователей (Н. А. Штрейс, М. С. Марков, А. Л. Книппер, Т. Г. Павлова), последние годы занимавшихся изучением докембрийских отложений южной части гор Улутау.

При этом мы позволим себе ограничиться рассмотрением лишь самых верхов разреза, подробно описанных в недавно вышедшей статье М. С. Маркова (1958) и обнаруживающих значительное сходство с верхами нашей колонки. Здесь развиты так называемые карсакпайская и белеутинская свиты. Первая из них, имеющая мощность 800 м, в нижней своей части представлена разнообразными кварцитами, выше — буроватыми кварцево-серицитовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами, содержащими отдельные прослои кварцитов, графитистых микрокварцитов и мраморов. В верхней части свиты преобладающее значение имеют кварцево-серицитовые и кварцево-серицито-хлоритовые сланцы, чередующиеся с прослоями железистых кварцитов.

Генезис кварцитов очень разнообразен. Наибольшее развитие имеют кварциты, образовавшиеся в результате метаморфизма существенно кремнистых осадков. Значительную роль играют кавернозные кварциты, являющиеся продуктом окварцевания и дальнейшего метаморфизма карбонатных пород. Реже встречаются кварциты, образовавшиеся за счет метаморфизма обломочных пород. Наконец, сланцы карсакпайской свиты, несомненно, являются результатом метаморфизма кремнисто-глинистых осадков с примесью обломочного материала.

Белеутинская свита, имеющая мощность 600—700 м, сложена фиолетовыми и зелеными тонкослоистыми кремнистыми и кремнисто-серицитовыми сланцами с прослоями мраморов и железистых кварцитов. Ввиду ограниченного развития (район р. Белеуты) и отсутствия контактов с карсакпайской свитой положение ее в разрезе не вполне ясно. Возможно, она отвечает более высоким горизонтам, возможно, является стратиграфическим аналогом карсакпайской свиты.

Подстилающими образованиями как той, так и другой из выделенных свит является мощная толща (1200—1500 м) порфиритоидов, хлорито-актинолитовых сланцев с прослоями безрудных железистых кварцитов, выделенная под именем бурмашинской свиты и, очевидно, являющаяся аналогом свиты порфиритоидов Кокчетавского района.

Таким образом, карсакпайская и белеутинская свиты южного Улутау по общему комплексу слагающих пород, последовательности их и генезису близки к ергенектинской свите нашего разреза, в которой главная роль также принадлежит кварцитам (железистым и графитовым) и различного рода сланцам.

Несомненно, каждый разрез имеет свою специфику. Так, в южных районах Улутау большую роль играют железистые кварциты, представляющие собой весьма существенный и интересный в промышленном отношении элемент карсакпайской и белеутинской свит. В районе Бет-Пак-Далы их роль значительно меньшая. Тем не менее общий облик, состав и последовательность пород сравниваемых частей разреза, несомненно, однотипны.

Наконец, нельзя не остановиться на схеме докембрийских отложений северо-востока Центрального Казахстана, составленной Р. А. Борукаевым. Эта схема, являющаяся, несомненно, эталонной, имеет те преимущества, что, во-первых, хорошо обоснована в возрастном отношении, так как образования, относимые к докембрию, перекрыты здесь осадками кембрия, богато охарактеризованными фауной; во-вторых, она создана на основании изучения обширной территории и проверена на многочисленных разрезах. Особо интересна для нас последняя редакция этой схемы, разработанная автором совместно с Е. Д. Шлыгиным и характеризующая уже весь Северный Казахстан.

Как видно из табл. 8, располагающиеся в основании разреза гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты и другие породы, относимые этими исследователями к архею, по общему облику и метаморфизму близки к каракамысской свите нашей колонки. Часть нижнепротерозойских отложений,

Таблица 8

Разрез докембрия Северного и Северо-Восточного Казахстана, по Р. А. Борукаеву и Е. Д. Шлыгину, 1958 г.

Возраст	Индекс	Серия	Свита	Мощность, м		Состав пород
Верхний протерозой	Pt_2^2	Известняково-эффузивная	Верхняя	Более 3500	1500	Известняки, чередующиеся с кварцитами, яшмами, алевролитами и песчаниками. Подчиненные горизонты пироксеновых и роговообманковых порфиритов, дацитовых порфиров. Небольшой перерыв
			Нижняя		Более 2000	В различной степени метаморфизованные диабазовые и андезитовые порфириты, порфиритоиды, карбонатизированные туфы, известняки, яшмы, алевролиты. Трахитовые и кварцевые порфиры. Несогласие
	Pt_2^1	Кварцитовая	Верхняя	3000—3500		Разнообразные мономинеральные кварциты с горизонтами яшм и алевролитов
			Нижняя			Кварцитовые, серицито-кварцевые, хлорито-серицитовые, кварцево-графитистые сланцы, кремнисто-серицитовые алевролиты и алевропесчаники. Несогласие

Нижний протерозой	Pt_1^2	Кварцито-сланцевая	Никольско-бурлукская	4000—5000	1500	Хлоритовые и серицитовые сланцы, слюдистые песчаники, серицитовые кварциты, порфиритоиды и порфироиды. Несогласие?
			Кокчетавская		Более 1000	Слюдяно-кварцитовые сланцы с подчиненными прослоями графито-кварцитовых сланцев, кварцитовые сланцы, серицитовые, мономинеральные кварциты, подчиненные зеленые сланцы, доломиты. Перерыв
			Ефимовская		1500—2500	В северном Казахстане: хлоритовые, хлорито-серицитовые, серицитовые, графито-кварцитовые сланцы, пачки зеленых сланцев и порфиритов, мраморы В северо-восточном Казахстане: амфиболо-актинолитовые сланцы, амфиболиты, порфиритоиды Несогласие
Археозой	Pt_1^1	Порфироидо-порфиритоидная		Около 2000		Мусковитовые, биотитовые, двуслюдяные сланцы, порфироиды-порфиритоиды, полевошпатовые амфиболиты. Несогласие
	A	Амфиболито-гнейсовая		Более 2500		Гнейсы, слюдяные сланцы, эклогиты, амфиболиты и амфиболитовые сланцы, силикатные мраморы

представленная ефимовской и кокчетавской свитами, первая из которых сложена различного рода зелеными сланцами, вторая — кварцитами и кварцитовыми сланцами, а также доломитами и подчиненными прослоями зеленых сланцев, может быть сопоставлена с тасжарганской и ергенектинской свитами Бет-Пак-Далы. Никольско-бурлукская свита в нашем разрезе отсутствует. Кварцитовая же толща, в составе которой принимают участие разнообразные кварциты, кварцитовые, хлорито-серицитовые, а также кварцево-графитовые сланцы, алевролиты и песчаники, очевидно, должна быть параллелизована с ергенектинской свитой.

Однако больше всего сходства с нашим разрезом обнаруживает располагающаяся выше ерементавская известняково-эффузивная толща, обозначенная индексом Pt_2^2 и отделенная от кварцитовой складчатостью и несогласием. Она отчетливо подразделяется на две свиты. В нижней, как это видно из табл. 8 и текста монографии, главная роль принадлежит эффузивным образованиям преимущественно основного, в меньшей степени среднего и кислого составов, а также карбонатным осадкам. Соотношения этих двух основных компонентов нижней свиты не во всех районах развития ее одинаковы. Так, в разрезах Ерементавских гор, наряду с эффузивами, широко развиты также известняки. В районах же Ишкеольмес и Майдан известняки практически отсутствуют, и весь разрез нижней части ерементавской толщи представлен почти исключительно эффузивными образованиями. Состав и характер последних в различных разрезах также варьируют. Обычно преобладают основные эффузивы, иногда даже полностью слагающие описываемую свиту (район Ишкеольмес). Среди них широко развиты диабазовые порфириты, часто спилитового облика с мандельштейновой структурой, а также базальтового состава лавы. Появляющиеся в некоторых разрезах средние и даже кислые эффузивные образования обычно приурочены к верхним частям разреза.

В верхней свите ерементавской толщи доминирующая роль принадлежит осадочным породам с подчиненным развитием эффузивов. Основное значение здесь приобретают яшмы, яшмо-кварциты и кварциты как первично осадочные, так и вторичные, а также известняки (водорослевые, часто доломитизированные). Кроме того, встречаются песчаники и алевролиты.

Мощность верхней свиты ерементавской толщи достигает 1500, нижней — до 2000 м. Таким образом, некоторые разрезы ерементавской толщи, приводимые Р. А. Борукаевым (район гор Ишкеольмес), чрезвычайно напоминают ащисайскую и булаттавскую свиты Бет-Пак-Далы, состав и характер которых также не всегда постоянны. В одних случаях значительную роль играют известняки (разрез Шепшек-Базоба, Котнак и др.), в других преобладают кварциты. Меняется также облик эффузивной толщи, имеющей то более, то менее основной состав. Несколько иначе проводится нами граница между описываемыми свитами; отсутствует также перерыв между ними. Однако полное совпадение разрезов столь удаленных друг от друга районов Казахстана было бы едва ли естественным. В целом свиты весьма похожи и хорошо сопоставимы.

Укажем, что ранее (1956 г.) в разрез верхнего протерозоя Р. А. Борукаев включал также телескольскую толщу, залегающую трансгрессивно с базальным конгломератом на подлежащих образованиях, сложенную терригенными породами — песчаниками, алевро-песчаниками и алевролитами. В настоящее время она относится автором к низам нижнего кембрия (Cm_1). Существенно, что эта толща обнаруживает много общего с майкульской свитой Бет-Пак-Далы. Однако до подтверждения фаунистическими данными положения, высказанного этими исследователями, мы считаем более правильным оставить последнюю свиту в разрезе рифейских отложений.

На этом мы заканчиваем рассмотрение разрезов докембрия других районов Казахстана. Сопоставление их с разрезом Бет-Пак-Далы дано в табл. 9.

Таблица

Сводная таблица разрезов докембрия Центрального Казахстана, по Н. Г. Марковой

Возраст	Индекс	Бет-Пак-Дала, по Н. Г. Марковой (1960)			Атасуйский район, по А. А. Богданову и др. (1956), а также И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской (1958)			Северо-Восточный и Северный Казахстан, по Р. А. Борукаеву и Е. Д. Шлыгину (1958)				Северо-запад Центрального Казахстана (горы Кокчетау) по И. Ф. Трусовой (1956)				Южная часть гор Улутау, по Н. А. Штрейс, М. С. Маркову и др. (1956)		
		Свита	Мощность, м	Состав пород	Свита	Мощность, м	Состав пород	Свита		Мощность, м	Состав пород	Серия	Свита	Мощность, м	Состав пород	Свита	Мощность, м	Состав пород
Протерозой	Верхний (рифей) Rf_3	майкульская	1500—1600	Чередование песчаников, сланцев и мелкогалечных конгломератов Размыв	кулан-утпесская	2000	Песчаники, гравелиты и аргиллиты внизу с подчиненными пачками эффузивных и кремнистых пород	телескольская		1500—2000	Песчаники и алевропесчаники, горизонты порфиритов, туфов и яшм. В основании базальтовые конгломераты Перерыв и несогласие	Уртынджальская		800	Граувакковые песчаники с подчиненными прослоями глинистых и кремнистых сланцев (Ишимская лука)			
	Rf_2	булаттавская	1700	Яшмы, яшмо-кварциты, кремнистые сланцы. Прослои основных эффузивов, песчаников и известняков, иногда замещенных кварцитами	сарытавская	1560—2000	Эффузивы (от диабазов до альбитофиров), яшмы, яшмо-кварциты, кремнистые алевролиты, песчаники, известняки	Гременгатусская толща	верхняя	1500	Кварциты, известняки водорослевые и доломитизированные, яшмы, песчаники и алевролиты. Подчиненные прослои основных эффузивов в верхах дацитового состава Перерыв		яшмо-кварцитовая	1900	Пестрые яшмы и яшмокварциты. Иногда в основании пачка обломочных пород Несогласие			
	Rf_1	ащисайская	от 700 до 1700	Диабазовые порфириты, их туфы и мандельштейны. Вверху андезитовые порфириты. В некоторых структурах весь разрез замещен яшмами. Резкое несогласие	каратавская	2000—3000	Пестрые, часто полосчатые микрокварциты и яшмы Перерыв		нижняя	2000	Эффузивы диабазового состава, в верхах иногда средние и кислые. Порфириты, хлоритовые сланцы, яшмы. Линзы известняка Складчатость		эффузивная	2000	Диабазы, мандельштейны, андезитовые порфириты и их туфы. В верхах альбитофиры и их туфы. Подчиненные прослои яшм и туфопесчаников Несогласие			
	Средний Ptc	ергенекинская	1000—1500	Черные и серые сланцы, микрокварциты и железистые кварциты. Графитовые и хлорито-серицитовые сланцы. Пачки песчаников, филлитов, мраморов и основных эффузивов. Перерыв	Верхняя серия	верхняя	400—500	Зернистые кварциты и серицито-кварцитовые сланцы белого, розового и серого цвета. Отдельные горизонты и пачки конгломератовидных кварцитов	Кварцитовая толща	верхняя	2000	Мономинеральные кварциты, кварциты и микрокварциты			1000—1500	Зернистые кварциты, кварцитовые сланцы, конгломератовидные кварциты	карсакпайская и белеутинская	до 1500	Тонкослоистые кремнистые, кремнисто-серицитовые и кварцево-серицито-хлоритовые сланцы с прослоями мраморов, железистых и безрудных кварцитов. Кавернозные тонкоплитчатые и брекчиевидные кварциты, частью по карбонатным породам. Графитистые кварциты. Линзы мраморов
						нижняя	300—400	Филлиты и зернистые кварциты зеленого и красного цвета с подчиненными горизонтами порфироидов. В восточной части замещаются порфироидами		нижняя	1500	Хлорито-серицитовые, эпидото-серицитовые и метаморфические сланцы, кварциты и кварцитовые сланцы. Складчатость, перерыв, резкое угловое несогласие		верхняя	400—600	Порфиритоиды и порфироиды с подчиненными горизонтами серицитовых и хлоритовых сланцев. В основании горизонт туфоконгломератов. Несогласие	бурмашинская	1200—5000	Хлорито-актинолитовые, хлорито-эпидотовые и другие метаморфические сланцы с прослоями порфиритоидов, вверху — микрокварцитов
	Нижний Ptb	егинбулакская	2000	Белые и желтые кварциты, гематитовые кварциты и кварцитовые сланцы с линзами вторичных кварцитов за счет известняков. Внизу прослои кварцево-хлоритовых сланцев и песчаников	Нижняя серия	таскоралинская	600—700	Кварциты, кварцитовые и мусковито-кварцитовые сланцы белого, серого, желтоватого и розоватого цвета	кокчетавская		1000	Слюдяно-кварцитовые, графито-кварцитовые и кварцитовые сланцы. Мономинеральные кварциты, зеленые сланцы, доломиты	Верхняя	средняя	1000—1200	Кварцитовидные песчаники, серицитокварцитовые сланцы и микрокварциты с горизонтами окварцованных мраморов			
	Pta	тасжарганская	1500	Зеленые кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и тальково-хлоритовые сланцы, сильно гофрированные Резкое несогласие		айдахаринская	500—600	Актинолитовые, альбито-хлоритовые, хлоритовые, хлорито-мусковитовые сланцы, порфиритоиды, порфироиды, кварциты пещеристой структуры. Вверху отдельные горизонты кварцитов и кварцитовых сланцев	ефимовская		1500—2500	В Северном Казахстане: Хлорито-серицитовые, графито-кварцитовые и зеленые сланцы, порфиритоиды и мраморы В Северо-Восточном Казахстане: Амфиболито-актинолитовые сланцы, амфиболиты, порфиритоиды		нижняя	1500—1600	Серицитовые, хлорито-серицитовые и карбонатные сланцы с подчиненными горизонтами мраморов и порфироидов Несогласие			
Архей	А								порфироидно-порфиритоидная		2000	Мусковитовые, биотитовые двуслюдяные сланцы, порфироиды, порфиритоиды, полевошпатовые амфиболиты Несогласие	Средняя	верхняя	1200	Кварциты белые и серые, массивной и сланцеватой текстуры			
														нижняя	1500	Кварцитовые и слюдяно-кварцитовые сланцы с подчиненными горизонтами графито-кварцитовых сланцев Несогласие			
													Нижняя	верхняя	1200—1500	Слюдяные и полевошпатово-слюдяные сланцы, очковые гнейсы и гнейсовые сланцы с подчиненными горизонтами амфиболитов, амфиболитовых сланцев и линзами мраморов			
		каракамысская	?	Гранито-гнейсы и инъекционные гнейсы с прослоями и линзами мраморов, реже амфиболитов, а также кварцево-слюдяные и слюдисто-полевошпатовые сланцы					амфиболито-гнейсовая		2500	Гнейсы, слюдяные сланцы, эклогиты, амфиболиты и амфиболитовые сланцы, мраморы		средняя	1500—1700	Эклогиты, гранатовые и цоизитовые амфиболиты и амфиболитовые сланцы с пачками слюдяных сланцев и очковых гнейсов			
														нижняя	600—800	Слюдяные и полевошпатово-слюдяные сланцы с гранатом и кордиеритом, гнейсы, амфиболиты и амфиболитовые сланцы с горизонтами мраморов			

Из последней видно, что описанные выше три комплекса пород находят себе полных аналогов в других районах Казахстана. Особенно легко сопоставим верхний, так называемый рифейский комплекс, который по типу слагающих его пород, их последовательности, характеру метаморфизма и мощностям почти полностью совпадает с аналогичными образованиями Атасуйского района северо-востока Казахстана и гор Кокчетау. В Атасуйском районе этот комплекс описывается А. А. Богдановым и его соавторами также как рифейский; на северо-востоке Р. А. Борукаев обозначает его как верхний протерозой. И только в Кокчетавских горах и Ишимской луке И. Ф. Трусова относит его к кембрию. Последний вывод, однако, основан на неправильном сопоставлении с разрезом, составленным Р. А. Борукаевым, так как, по свидетельству этого автора, так называемая уртынджальская серия должна быть параллелизована с ерементавской формацией, а не с осадками кембрия, с которыми она имеет мало сходного (см. стр. 99 монографии Р. А. Борукаева, 1955).

Из сказанного следует, что верхний комплекс докембрия Бет-Пак-Далы должен быть отнесен к верхнему протерозою или, что то же,— к рифею. Мы, однако, предпочитаем последний термин, введенный в литературу Н. С. Шатским (1952₂), так как он лучше отражает специфику этих образований. Как известно из трудов названного ученого, а также из работ других исследователей (Келлер, 1956), отложения рифея имеют широкое распространение не только в пределах СССР, но и в примыкающих к нему частях Европы и Азии. Характерными особенностями рифейских отложений Русской платформы, Урала и ряда других районов, в которых они в настоящий момент уже достаточно хорошо изучены и расчленены, являются: 1) почти полное отсутствие палеонтологических остатков, которыми столь богаты осадки палеозоя (широкое развитие в рифее имеют лишь водоросли; в последнее время найдены споры); 2) специфика развитых здесь формаций, в частности, широкое развитие доломитов; 3) наличие в ряде районов перерыва и несогласия между рифеем и нижележащими образованиями протерозоя (Урал); 4) значительно меньший метаморфизм рифейских отложений, по сравнению с более низкими горизонтами протерозоя; 5) близость по общему облику и характеру метаморфизма рифейских отложений к образованиям кембрия, от которых в некоторых районах они трудно отделимы; 6) перекрытие рифейских отложений (на Русской платформе) богато охарактеризованными осадками нижнего кембрия.

Все сказанное хорошо согласуется с особенностями верхнего комплекса Бет-Пак-Далы и других районов Казахстана. В частности, необходимо напомнить, что и в Бет-Пак-Дале и на северо-востоке Казахстана описываемые отложения залегают под палеонтологически охарактеризованными осадками кембрия и что в ерементавской толще Р. А. Борукаев отметил широкое развитие доломитов, содержащих водоросли. Последние найдены также в линзах карбонатных пород гор Тектурмас. Наконец, забегая несколько вперед, мы должны отметить, что описываемый верхний комплекс докембрия Центрального Казахстана по общему облику и характеру метаморфизма слагающих его пород ближе стоит к образованиям кембрия, чем протерозоя.

Учитывая все перечисленные особенности, так же как и Н. С. Шатский (1952₂), считаем необходимым выделить описанный комплекс пород в особую группу, названную им рифейской. Нам кажется совершенно справедливым замечание этого ученого о том, что в настоящий момент, пока еще не разработана методика для установления универсальных границ верхнего докембрия, «предпочтительно применять местное или региональное стратиграфическое деление. С этой точки зрения термин рифейская группа единственно приемлемый для стратиграфии Советского Союза» (стр. 45).

Следующий комплекс, выделенный нами в Бет-Пак-Дале под именем нижней части протерозоя и отделенный от рифея резким несогласием и

перерывом, также хорошо сопоставляется с другими районами Казахстана. Он должен быть разбит на две части. Верхняя (ергенектинская свита) находит себе аналога в карсакпайской свите Южного Улутау и, кроме того, должна быть сопоставлена с выраженными в иных фациях верхними свитами гор Кокчетау и Атасуйского района. Нижняя (егинбулакская и тасжарганская свиты) хорошо параллелизуются с нижним протерозоем всех разобранных колонок. В связи с этим нам кажется наиболее правильным отнести нижнюю часть рассматриваемого комплекса Бет-Пак-Далы к нижнему, а верхнюю — к среднему протерозою.

Наконец, последний комплекс, описанный в Бет-Пак-Дале под названием каракамысской свиты и резко отличный по характеру метаморфизма от всех других толщ, хорошо параллелизуется с архейскими образованиями гор Кокчетау и северо-востока Казахстана. Мы также считаем возможным принять условно архейский возраст для этих наиболее глубоких горизонтов описанного нами разреза.

Таково, с нашей точки зрения, возрастное положение метаморфических толщ Бет-Пак-Далы, вытекающее как из непосредственных наблюдений, произведенных на территории последней, так и из сравнения с разрезами других районов Казахстана.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На территории Бет-Пак-Далы места находок кембрийской фауны, обнаруженной лишь в последние годы, пока еще очень ограничены. В связи с этим кембрийский возраст ряда толщ часто условен и определяется положением их в разрезе, а также сходством с образованиями других районов Казахстана.

К отложениям кембрия мы относим пестрый комплекс вулканических образований от кислых лав липаритового, трахиандезитового и дацитового состава до базальтоидных, а также серию осадочных пород, среди которой значительную роль играют карбонатные и песчанистые осадки, в меньшей степени кремнистые толщи.

На основании литологического состава, стратиграфической последовательности и известных в настоящий момент редких фаунистических находок кембрийские отложения могут быть подразделены на три части, отвечающие верхнему, среднему и нижнему отделам системы.

Отложения кембрия распространены в Бет-Пак-Дале широко, но неповсеместно, что связано с начавшейся еще в рифее и получившей дальнейшее развитие в рассматриваемый период структурной дифференциацией этой области. Этим же обстоятельством, как мы увидим далее, объясняется и фациальное различие осадков описываемого возраста.

Выходы кембрия в пределах изученной территории известны в следующих пунктах.

1. Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие, где кембрием сложена центральная часть структуры, а именно: мелкосопочник к югу от р. Алабаски, известный под названием гор Актау-II, уроч. Алтынсынган, горы Узеньжал, район близ ст. Киик, горы Кызылжар и, наконец, ряд возвышенностей севернее гор Жельдытау.

2. Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб, при этом лишь юго-восточная часть его, отвечающая области Прибалхашской структуры. В связи с мощным развитием более молодых отложений и сложной разрывной тектоникой, в настоящий момент кембрий выступает здесь лишь в виде отдельных пятен — к востоку от гор Шокпаржалы, к северу от урочищ Шепшек-Базоба и Акжал и по окраинам Каракамысской глыбы, в это время, очевидно, перекрытой кембрийскими осадками и отошедшей к области рассматриваемого прогиба.

3. Область центрального грабена, где мы встречаемся с широко развитыми образованиями кембрийского возраста. Ими сложена вся диагонально вытянутая полоса, идущая от района родника Шайтансимес через долину Каратал, сопки Андассай-Караоба, горы Джамбул и Майжарлыган и район гор Кандыктас. Изолированные выходы кембрия, проглядывающие из-под более молодых отложений, наблюдаются также к западу от сопок Андассай-Караоба, как бы расширяя намеченную таким образом зону. Укажем, что на северо-западе, в районе родника Шайтан-Симез ширина полосы кембрийских осадков не превышает 2—3 км. Далее она значительно расширяется и в районе гор Кандыктас достигает 45—50 км.

Интересно при этом, что по отношению к пространству, занятому отложениями рифея, вытянутыми в пределах центрального грабена также в виде полосы северо-западного простирания, кембрийские отложения как бы смещены на юг и образуют, таким образом, самостоятельную, почти параллельную первой полосу.

4. Чуйское геоантиклинальное поднятие, где известен лишь один выход образований рассматриваемого возраста — к югу от Аксорской каменноугольной мульды. Тем не менее существование этого единичного выхода, а также отмеченное выше смещение полосы кембрийских образований центрального грабена указывает на то, что область этой структуры в течение кембрийского периода как бы сдвигалась в южном направлении, отвоевывая прилежащие участки Чуйского геоантиклинального поднятия.

Итак, образования кембрия известны нам уже не только из областей поднятий, как это имело место для архея и протерозоя, или прогнутых зон, как это наблюдалось для рифея, а из структур разных знаков. Попробуем проанализировать характер разрезов для всех перечисленных нами пунктов.

Начнем описание с области центрального грабена, в которой образования кембрийской системы распространены особенно широко.

ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ГРАБЕНА

В пределах этой структуры наиболее полон и интересен разрез полосы гор Майжарлыган — Джамбул, а также разрез района близ сопок Андассай-Караоба. В участке гор Майжарлыган — Джамбул, судя по материалам Е. Д. Поляковой, Г. Н. Друговой и др., а также по нашим личным наблюдениям, обнажаются все три свиты кембрия.

Нижняя свита. Наиболее низкой из них является свита, вскрывающаяся на северо-восточном склоне гор Майжарлыган, названная ввиду этого майжарлыганской. Она представлена главным образом вулканогенными, в меньшей степени осадочными образованиями, сильно измененными и превращенными в однообразные зеленовато-серые метаморфические сланцы: кварцево-хлоритовые, кварцево-хлорито-амфиболовые, актинолито-хлоритовые, хлорито-альбито-актинолитовые и др. Кроме того, здесь же встречены небольшие тела интенсивно метаморфизованных интрузивных пород основного состава. Малый размер последних, а также интенсивное развитие процессов контактового и регионального метаморфизма сильно затрудняет их картирование. Ввиду этого они не могли быть выделены на прилагаемой схематической геологической карте (см. фиг. 1).

В центральной части гор Майжарлыган, по саю Джаксы-Талды Е. Д. Полякова проследила следующий разрез майжарлыганской свиты (снизу вверх):

Cm_1mj. 1. Хлоритовые и актинолито-хлоритовые сланцы зеленые, сильно перемятые и метаморфизованные, образовавшиеся за счет основных порфиритов и их туфов

» 2. Те же сланцы с линзами и прослоями диабазовых порфиритов

Cm_1mj. 3. Кварцевые песчаники зеленовато-серые, грубосланцеватые
» 4. Мелкогалечные конгломераты с рассланцованным цементом и раздавленной галькой зеленых сланцев, кварцитов и яшм
» 5. Кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы
» 6. Альбито-хлорито-актинолитовые и актинолито-хлоритовые сланцы, с линзами и прослоями амфиболо-эпидото-хлоритовых сланцев, местами сохранивших реликты структуры эффузивных пород
» 7. Кварцевые песчаники зеленовато-серые, грубосланцевые
» 8. Кварцево-хлоритовые сланцы зеленые, со значительным содержанием пирокластического материала
» 9. Диабазовые порфириты
» 10. Кварцево-хлоритовые и серицитовые сланцы серо-зеленые
» 11. Кварцево-серицитовые сланцы с прослоями песчаников

К сожалению, Е. Д. Полякова не указала мощности отдельных слоев разреза. Общая видимая мощность всей толщи — 600 м. Несомненно, она является неполной, так как нижний контакт обрезан разломом. В целом мощность свиты, вероятно, превышает 1000 м. Простирание пород на северо-запад с азимутом 300—315°. Характерна интенсивная рассланцованность и развитие мелкой плойчатости и гофрировки. Углы падения 80—85°.

Изучение под микроскопом образований майжарлыганской свиты, проведенное Е. Д. Поляковой, показало, что наряду с осадочными породами, представленными кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами, значительное, а подчас преобладающее распространение здесь имеют накже породы, образовавшиеся за счет эффузивов, главным образом основтого, в меньшей степени кислого состава. Это легко доказывается как сохранившимися реликтами первоначальной структуры, так и минералогическим составом пород.

Среди таких образований эффузивного генезиса наиболее часто встречаются амфиболо-эпидото-хлоритовые сланцы, состоящие из вторичного бледно-зеленого амфибола, образовавшегося по пироксену, а также соссюрита и серицита. Агрегаты соссюрита и серицита образуют псевдоморфозы по плагиоклазу. Амфибол заполняет промежутки между зернами плагиоклаза. Видны реликты офитовой структуры.

Интересной разновидностью является сильно измененный амигдалоидный порфирит, в настоящий момент превращенный в сланец. От первичной структуры сохранились миндалины, выполненные эпидотом, хлоритом и кварцем, псевдоморфозы эпидота по вкрапленникам полевого шпата и трахитоидное расположение материала основной массы. Структура породы бластоамигдалоидная или бластопорфировая.

Значительно распространены также метаморфические породы, образовавшиеся за счет плагиоклазовых порфиритов. Степень сохранности их различна — местами они превращены в сланцы, состоящие из хлорита, эпидота и серицита. Особенно часто это наблюдается в зонах смятия, где развиваются уже типичные хлоритовые и серицито-хлоритовые сланцы. Однако реликты первичной структуры сохраняются и здесь.

Все сказанное позволяет предполагать, что описанные вулканогенные породы произошли за счет покровных порфиритов и диабазов. Кислые эффузивы имели крайне ограниченное распространение и в настоящее время превращены в полностью метаморфизованные альбитофировые сланцы. Под микроскопом в них можно видеть неясные вкрапленники альбита, местами вследствие общей перекристаллизации породы сливающиеся с основной массой.

Песчаники, развитые в майжарлыганской свите, представлены грубосланцевыми зеленовато-серыми, существенно кварцевыми породами. Под микроскопом они обнаруживают полосчатое строение в связи с развитием в цементе параллельно расположенных листочков слюды. Структура псамитовая. Цемент базальный. Количество его достигает 50%. Крупные зерна окружены венцом более мелких кварцевых зерен и пластинок слюды.

Следует отметить, что перекристаллизация песчаников наблюдается обычно лишь вблизи разломов. В удалении от них эти явления исчезают, и облик песчаников становится нормальным.

Встречающиеся среди образований майжарлыганской свиты малые интрузии или силлы основного состава представляют собой зеленовато-серые сильно рассланцованные породы, близкие к амфиболитам. Наблюдаются как меланократовые, так и мезократовые разности их со среднезернистой и мелкозернистой структурой. Они образуют мелкие неправильной формы тела, контакты которых затушеваны развитием амфибола и хлорита. С амфиболитами тесно связаны эпидозиты, серицито-биотитовые сланцы с реликтами полевого шпата и амфибола, а также хлоритовые сланцы. Последние нередко приурочены к периферическим частям амфиболитовых тел, с которыми они связаны рядом постепенных переходов. Это сильно затрудняет разделение указанных разновидностей при полевых работах. Помогает лишь более тонкая сланцеватость и шелковистый блеск, свойственные хлоритовым сланцам, которые состоят из кварца и хлорита, в некоторых случаях в их строении значительную роль играют кварц и альбит.

Необходимо отметить, что, по мнению Е. Д. Поляковой, интенсивный метаморфизм всех описанных выше образований связан с тем, что выходы их приурочены к зонам крупных разломов. Динамометаморфизм, а также гидротермальные процессы, вызвавшие миграцию компонентов, и привели к столь глубокому изменению первоначального облика пород.

Средняя свита. Выше майжарлыганской свиты, как это хорошо видно на северо-восточном склоне гор Джамбул, а также в районе, расположенном к северо-западу от последних, совершенно согласно залегает связанная с ней постепенным переходом толща, представленная зеленовато-серыми кварцевыми, реже аркозовыми и туфогенными песчаниками, кварцево-хлоритовыми сланцами с подчиненными прослоями обычно сильно рассланцованных порфиритоидов, превращенных в кварцево-цоизитовые и альбито-эпидото-хлоритовые сланцы. Кроме того, встречаются линзы и прослои яшм, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и известняков.

По названию гор Джамбул, где описываемая толща была выделена впервые, она названа джамбульской. Породы, входящие в ее состав, интенсивно рассланцованы, смяты в изоклинальные складки, часто плойчаты. Множество мелких кварцевых прожилков пронизывает породы во всевозможных направлениях. Общая мощность свиты достигает 2000 м [1].

Приведем два наиболее характерных разреза, записанных Е. Д. Поляковой при пересечении гор Джамбул.

I. Если идти от родника Молалы, расположенного на северо-восточном склоне описываемой возвышенности, то с северо-востока на юго-запад снизу вверх стратиграфически прослеживаются:

		Мощность, м
Cm_2dg.	1. Кварцевые песчаники зеленовато-серые, рассланцованные, мелкозернистые, с тонкими прослоями грубозернистого туфогенного песчаника. Простирание 315°. Падение на юго-запад под углом 75—80°	100
»	2. Кварцево-хлоритовые сланцы зеленовато-серые, тонкоразлинзованные	150
»	3. Те же сланцы, с подчиненными прослоями песчаников, а также порфиритоидов, иногда превращенных в кварцево-цоизитовые сланцы	200
»	4. Кварцевые песчаники рассланцованные и мелкослоенные	150—180
	5. Кварцево-хлоритовые и кварцево-цоизитовые сланцы, чередующиеся между собой, местами тонко рассланцованные, местами более массивные Простирание 320°. Падение на юго-запад под углом 75—80°	100—75

[1] Е. Д. Полякова принимала обратную последовательность свит, причем майжарлыганская свита, именовавшаяся «зеленокаменной», причислялась ей к кембрию (Cm_{2+3}), а джамбульская — к протерозою (Pt_2^3).

		Мощность, м
Cm_2dg	6. Хлоритовые сланцы желтовато-зеленые, переслаивающиеся с ожелезненными неравномернозернистыми песчаниками. Простирание 315—320°. Падение на северо-восток под углом 65°	100
Cm_2dg	7. Песчаники зеленовато-серые, тонкополосчатые, мелкозернистые	160
»	8. Песчаники ожелезненные, подобные описанным в слое 6	20
»	9. Хлоритовые сланцы зеленовато-серые	100
»	10. Песчаники зеленоватые, тонкорассланцованные, с прослоями глинистохлоритовых сланцев и порфиритоидов. Простирание 300°. Падение на северо-восток под углом 65—75°	100
»	11. Кварцево-серицитовые и филлитовые сланцы, зеленовато-серые, тонкорассланцованные, образующие множество мелких складочек, дополнительно мелкоплойчатых. Содержат маломощные линзы (2—5 м) красных яшмокварцитов	100
»	12. Те же мелкосплоенные сланцы, среди них линзы красных яшмо-кварцитов. Простирание 310°. Падение на северо-восток под углом 60°	250
»	13. Кварцевые песчаники зеленовато-серые, тонкозернистые. Простирание 310°. Падение на северо-восток под углом 80°	50
»	14. Филлитовые сланцы зеленовато-серые	100
»	15. Кварцевые песчаники зеленовато-серые. Среди них подчиненные прослои кремнисто-глинистых сланцев. Простирание 310°. Падение на северо-восток под углом 80°	230

II. Разрез через горы Джамбул от родника Алмалы. При движении с северо-востока на юго-запад последовательно наблюдаются снизу вверх:

		Мощность, м
Cm_2dg	1. Хлоритовые сланцы зеленовато-серые, с серебристым блеском. Среди них подчиненные прослои порфиритоидов, часто превращенных в кварцево-цоизитовые альбито-эпидото-хлоритовые сланцы, которые собраны в мелкие складки и дополнительно плойчато изогнуты. Много мелких кварцевых прожилок. Простирание 280°. Падение на юго-запад под углом 80°	650
»	2. Те же сланцы, дающие скальные выходы в мелкосопочнике. Простирание 310°. Падение под углом 90°	200
»	3. Кварцевые песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, сложенные в мелкие изоклинальные складки. Среди них встречаются подчиненные прослои темно-серых перекристаллизованных известняков, тонко переслаивающихся с хлоритовыми сланцами. Мощность известняковых прослоев 5—6 м. Простирание 300°. Падение на юго-запад под углом 60°	200
»	4. Кварцево-хлоритовые сланцы с прослоями и линзами светло-серых массивных известняков, а также серых и красных яшмо-кварцитов	220
Cm_3kr	5. Кварцевые песчаники, хорошо обнаженные и дающие скальные выходы. Местами хорошо видна микроплойчатость. Простирание 300°. Падение на юго-запад под углами от 70 до 90°	750

Проведенное Е. Д. Поляковой изучение под микроскопом пород джамбульской толщи позволило выделить среди них следующие группы.

К в а р ц е в о - х л о р и т о в ы е сланцы, наиболее широко развитые в данной свите, имеют светло-зеленоватую окраску. Хорошо видна микрослоистость и полосчатость, образованная чередованием кварцевых прослоев с хлорито-слюдистыми. Кварц преобладает над другими компонентами, образуя прослои с гранобластовой структурой, чередующиеся с прослоями лепидобластовой структуры, образованными чешуйками хлорита и серицита. Альбит всегда находится в подчиненных кварцу количествах. Карбонат (когда он есть) образует зерна с многоугольными очертаниями.

В ф и л л и т о в и д н ы х р а з н о с т я х сланцев этой группы наблюдается в общем тот же минералогический состав при несколько ином отношении кварца и хлорита (1 : 1). Все компоненты здесь более мелкозернисты.

Связь обеих разновидностей сланцев с осадочными породами не вызывает сомнений.

К в а р ц е в о - ц о и з и т о в ы е с л а н ц ы — зеленоватые породы с округлыми выделениями бесцветной слюды. Под микроскопом видна бла-

стопорфировая структура, определяющаяся наличием округлых агрегатов мельчайших чешуек бесцветной слюды, развивающейся по полевому шпату. Можно предполагать, что сланцы представляют собой измененные порфиритоиды.

Альбито-эпидото-хлоритовые сланцы, встречающиеся наряду с филлитовыми, лишь изредка содержат небольшие количества кварца. Реликты первичной структуры указывают на то, что эти сланцы образовались из основных эффузивов и их туфов.

Кремнистые сланцы — темно-коричневая, почти черная порода, состоящая из мелкозернистого кварца, серицита и биотита. Обычно слюда (мелкие пластинки и чешуи) образует основную массу, среди которой более или менее равномерно расположены зерна кварца (менее 0,6 мм).

В известняковых разностях сланцев присутствует кальцит в виде тонких прослоев. Структура в большинстве случаев лепидобластовая.

Известняки имеют микрослоистое сложение из-за чередования карбонатных и кварцево-слюдистых прослоев.

Песчаники джамбульской свиты обычно являются кварцевыми. Структура их бластопсаммитовая, изредка туфовая. Характерно значительное преобладание цемента, который является базальным. В цементе часто присутствует слюда и хлорит. В некоторых случаях цемент рассланцован и окрашен гидроокислами железа в бурые тона.

Аркозовые песчаники состоят из кварца, микроклина и альбита. Характерна неравномерная зернистость (кварц 0,03—0,5 мм, полевой шпат 3—4 мм). В цементе развиваются эпидот и хлорит.

Песчанистые сланцы представляют собой альбито-эпидото-кварцевые тонкослоистые песчаники. Слои (мощностью 0,01—0,03 мм) сложены преимущественно угловатыми зернами кварца, альбита, эпидота и хлорита. Второстепенными минералами являются роговая обманка, рудный минерал, слюда, кальцит. Ассоциация минералов и редкие обломки порфиритового и ортофирового материала заставляют предполагать связь альбито-эпидото-кварцевых песчаников с туффитами.

Верхняя свита. Наиболее молодой толщей в разрезе полосы гор Майжарлыган — Джамбул является свита терригенных пород, названная нами каратальской и слагающая собой весь юго-западный склон гор Джамбул. Облик свиты исключительно монотонен и однообразен. Она представлена серо-зелеными полимиктовыми, а также кварцевыми и аркозовыми песчаниками с подчиненными прослоями зеленых и голубоватых кремнисто-глинистых сланцев. Благодаря непрерывному, иногда ритмичному, чередованию песчаников различной крупности зерна и сланцев намечается нечеткая флишоидность толщи, отличающая ее от нижеследующих свит. Толща смята в изоклинальные складки и мелко сплоена. Общая мощность ее измеряется в пределах 1200 м.

Приведем конкретный разрез свиты, записанный Е. Д. Поляковой на юго-западном склоне гор Джамбул, позже повторенный нами. Разрез представляет собой непосредственное продолжение разреза II, идущего от родника Алмалы. В нем можно наблюдать смену образований джамбульской свиты терригенными породами каратальской, залегающими согласно и связанными с ними постепенным переходом [1]. Таким образом, граница между этими свитами в этом разрезе условна и проводится лишь по начавшемуся преобладанию песчанистого материала. Вслед за слоем 5 разреза II здесь наблюдаются:

[1] По данным Е. Д. Поляковой, каратальская свита, которую она именует песчано-сланцевой и относит к низам ордовика, в горах Джамбул надвинута на образования джамбульской свиты. По нашим наблюдениям, этого надвига не существует, и переход между свитами является постепенным и согласным.

		Мощность, м
Cm_3kr	1. Кварцевые песчаники зеленые, мелкозернистые, с маломощными прослоями буроватых аркозовых песчаников	25
»	2. Песчаники зеленые, мелкозернистые, переслаивающиеся с глинистыми сланцами	15
»	3. Песчаники зеленые, мелкозернистые, с маломощными прослоями буроватых аркозовых песчаников	30
»	4. Аркозовые песчаники буроватые	5
»	5. Кварцевые песчаники зеленые, мелкозернистые, с подчиненными прослоями буроватых аркозовых песчаников	40
»	6. Аркозовые песчаники буроватые	10
»	7. Глинистые сланцы	10
»	8. Кварцевые песчаники зеленые, мелкозернистые	60
»	9. Песчаники зеленые, мелкозернистые, переслаивающиеся с глинистыми сланцами	30
»	10. Кварцевые песчаники зеленые, мелкозернистые	40
»	11. Глинистые сланцы	5
»	12. Песчаники зеленые, мелкозернистые	250
»	13. Выходы меланократового габбро	100
»	14. Песчаники зеленые, с подчиненными прослоями кремнисто-глинистых сланцев. Тянутся вплоть до юго-западного подножья гор Джамбул, где перекрываются неогеном. Простирание 310°. Падение на юго-запад под углом от 80 до 90°	200

В разрезе I, прослеженном через горы Джамбул от родника Малалы, также можно видеть постепенную смену образований джамбульской свиты осадками каратальской (выше слоя 5). Разрез последней очень близок к только что приведенному, поэтому мы позволим себе его не давать. Укажем только, что песчанистая толща здесь еще более однообразна и почти лишена прослоев сланцев. Весьма важно также, что на продолжении линии разреза, в горах Акжал образования каратальской свиты перекрываются фаунистически охарактеризованными осадками тремадокского яруса нижнего ордовика.

Проследим теперь образования кембрия в северо-западных участках центрального грабена, а именно: в юго-западном окончании сопок Андассай-Карасоба, в бассейне лога Каратал и в узкой полосе, протягивающейся к северо-западу от родника Шайтан-Симез. В первом из указанных участков при движении на северо-восток от разлома, идущего к горам Торткуль и отделяющего образования кембрия от нижнего девона, снизу вверх стратиграфически нами был прослежен следующий разрез:

		Мощность, м
Cm_2dg	1. Кварцевые песчаники зеленовато-серые, сливные, тонкорассланцованные, очень однообразные. Дают прекрасные обнажения в небольшом сае, образуя ряд порогов и гряд по берегам и в русле его. Изредка встречаются маломощные (1—2 м) прослои кремнистых серовато-зеленых сланцев. Простирание пород близко к широтному. Падение на север под углом от 75 до90°	100
»	2. Прослой полосатых бутылочно-зеленых яшм	20
»	3. Кварцевые песчаники зеленые, подобные слою 1	25
»	4. Основной порфирит, близкий к диабазовому, сильно измененный, хлоритизированный и соссюритизированный	35
»	5. Яшмы сургучно-красные, иногда зеленоватые, слагающие скалистый хребтик. Среди них также прослои и неправильной формы линзы мраморизованных известняков. Простирание 280°. Падение на северо-восток под углом 75°	50
»	6. Однообразная толща кварцевых песчаников зеленых, содержащих подчиненные прослои также зеленых кремнисто-глинистых сланцев	70
»	7. Хлоритовые сланцы голубовато-зеленые, тонколистоватые, с шелковистыми поверхностями	100
»	8. Кварцевые песчаники зеленые	30
»	9. Прослой хлоритовых сланцев, аналогичных слою 7	50
»	10. Кварцевые песчаники серовато-зеленые, с карбонатным цементом, тонкорассланцованные и сплоенные	100

		Мощность, м
Cm_2dg 11.	Яшмы сургучные и полосатые, слагающие небольшой хребтик и дающие хорошие скальные обнажения	30
» 12.	Кварцевые песчаники зеленые	100
» 13.	Линзообразный прослой яшм, подобных слою 11, но полосами зеленоватых. По простиранию видно, как яшмы то выклиниваясь, то вновь раздуваясь, прослеживаются среди песчанистой толщи	30
» 14.	Кварцевые песчаники, с подчиненными прослоями (по 1—2 м) зеленовато-серых туфов альбитофиров, сильно кливажированных	150
» 15.	Гряда яшм, образующих неправильную линзу. Простирание 500°. Падение на северо-восток под углом 65°	15
» 16.	Туф зеленого кварцевого альбитофира	20
» 17.	Кварцевые песчаники	100
» 18.	Пачка пород, состоящая из переслаивания кварцевых песчаников, туфов альбитофиров и яшм, образующих среди песчаников непостоянные прослои линзы. Мощность отдельных разностей пород колеблется от 25 до 30 м. Породы сильно кливажированы, местами окварцованы	300

Нетрудно видеть, что общий облик описанной толщи, а также набор пород, участвующих в ее строении (песчаники, сланцы, эффузивы, линзы яшм и известняков) говорит о том, что мы имеем здесь дело с джамбульской свитой. Новым, по сравнению с ранее рассмотренными разрезами последней, является наличие среди эффузивных прослоев не только основных, но и кислых разностей (туфы альбитофиров).

Вслед за разломом северо-западного простирания, проходящим в конце слоя 18, разрез продолжается дальше.

		Мощность, м
Cm_3cr 19.	Кварцевые песчаники зеленые, близ линии разлома сильно раздробленные и пронизанные нитевидными прожилками кварца, далее принимающие нормальный облик	300
» 20.	Песчаники серые и зеленоватые, местами эпидотизированные. В виде подчиненных прослоев наблюдаются кремнисто-глинистые сланцы	250
» 21.	Пачка, состоящая из чередования тонкоплитчатых песчаников и песчанистых сланцев	300
» 22.	Кварцевые песчаники зеленые, с прослоями более светлых разностей, аркозовых по составу	250

Таким образом, здесь наблюдается уже исключительно песчанистая толща пород, выполняющая собой узкую синклинальную складку и параллелизуемая нами с каратальской свитой (см. фиг. 23). Далее вновь следуют выходы джамбульской свиты, слагающей северо-восточное крыло той же синклинали. Разрез этой свиты близок к приведенному выше, однако следует отметить, что здесь появляются маломощные (3—5 м) линзы и прослои розоватых мраморизованных известняков, содержащих неясные следы фауны.

Контакт между образованиями джамбульской и каратальской свит в северо-восточном крыле складки нормальный, но вскрыт плохо, так что судить о его характере трудно. Однако несколько северо-западнее, за меридиональной дорогой, идущей от гор Байгара к р. Чу (см. фиг. 1 и 23), контакт этот виден отчетливо. Здесь к нему приурочены выходы базального конгломерата с зеленовато-серым песчанистым цементом и мелкой, а иногда и более крупной галькой сургучных яшм, диабазовых порфиритов и мандельштейнов их, а также серых кварцитовидных песчаников, подобных виденным в майкульской свите верхнего рифея. Мощность конгломератов — 100 м.

Таким образом, мы видим, что разрез юго-западной оконечности сопок Андассай-Караоба, вскрывающий джамбульскую и каратальскую свиты, имеет много общего с разрезом этих же свит в районе гор Джамбул. Однако он отличается от последнего существованием базального конгломерата в основании каратальской свиты, свидетельствующего о перерыве перед ее отложением. Вероятно, перерыв этот был неповсеместен и носил локальный характер, так как в прекрасно обнаженных разрезах гор Джамбул

отчетливо виден постепенный переход от каратальской свиты к нижележащим толщам.

Еще далее на северо-запад, в бассейне лога Каратал образования кембрия, зажатые здесь между двумя разломами, отграничивающими их от осадков нижнего силура, с одной стороны, и ордовика, с другой, представлены лишь самой верхней, каратальской свитой, именно отсюда и получившей свое название.

Мы не будем рассматривать конкретных разрезов этого района, так как они мало чем отличаются от приводимых выше, укажем лишь, что в них более отчетливо выступает флишоидный характер каратальской свиты, в связи с наблюдающимся местами ритмичным чередованием песчаников и сланцев. Очень хорошо видна также внутренняя структура толщи, характеризующаяся наличием узких изоклинальных складок, дополнительно мелко сплоенных[1] (см. фиг. 28 и 29). Наконец, тот же характер имеют осадки кембрия в узкой полосе к северо-западу от родника Шайтан-Симез, где также известна лишь самая верхняя каратальская свита.

Несколько слов о петрографии пород последней. Среди пород каратальской свиты, судя по данным В. В. Коптевой, а также Л. П. Зоненшайна и Е. Д. Поляковой, могут быть выделены следующие группы:

Кварцевые песчаники — породы с псаммитовой структурой. Цемент базальный, беспорядочно зернистый, коррозионный. Имеет характер цемента выполнения, по составу кварцево-серицитовый. Кластические обломки представлены не всегда хорошо отсортированным кварцем, рудными зернами, иногда эпидотом и турмалином. Цемент количественно преобладает.

Аркозовые песчаники имеют псаммитовую структуру. Цемент базальный. Несортированные по размерам, слегка угловатые зерна кварца и плагиоклаза сцементированы кварцем, среди зерен которого отмечаются чешуйки серицита. Местами, в отдельных участках цемента развиваются карбонат и окислы железа.

Полимиктовые песчаники — неравнозернистые, плохо сортированные породы. Иногда в них можно видеть примесь туфогенного материала в виде оскольчатых, остроребристых обломков кварца. Цемент кварцево-карбонатный или кварцево-хлоритовый. Обломочный материал разнообразный. В состав его входят: кварц — чистый, или с волнистым погасанием; плагиоклаз — средний и основной, серицитизированный и эпидотизированный; калиевый полевой шпат — ортоклаз, микропегматит, микроклин, микроклин-пертит (в некоторых участках породы калиевого полевого шпата очень много — до 25% и более); эпидот в виде сростков с кварцем; мусковит; биотит; в подчиненном количестве турмалин; ставролит; сфен; апатит. Кроме указанных минералов, среди обломочного материала встречаются также обломки следующих пород: эффузивных, главным образом порфиритового состава, сильно хлоритизированных и эпидотизированных; обломки амфиболитов кварцево-серицитовых и других метаморфических сланцев с четкой сланцеватостью, мраморов, яшм, микрокварцитов и, наконец, обломки пород гранитного состава, в которых видны стыки зерен кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Весь указанный перечень свидетельствует о разнообразных источниках питания обломочным материалом. Здесь мы встречаем и следы размыва древних метаморфических толщ (архея и протерозоя) — давленный кварц, слюды, кварциты, метаморфические сланцы, ставролит, турмалин; гальки пород рифея — основные эффузивы, яшмы, гранитный материал, в некоторых участках чрезвычайно обильный — калиевые полевые шпаты, сфен, апатит, сростки эпидота и кварца и обломки собственно гранитоидов; обломки амфиболитов и т. д. Таким образом, размыву подвергались все ранее образовавшиеся породы.

Конгломераты мелкогалечные, по составу близки к вышеописанным полимиктовым песчаникам. Галька, хорошо окатанная, величиной обычно не более 1—2 см. Среди нее преобладают яшмы, кварциты, основные порфириты и мандельштейны их, известняки. Цемент конгломератов — песчанистый.

Кремнисто-глинистые сланцы представляют собой микрозернистую, хорошо сортированную массу, в которой кварцевый материал чередуется с изотропными частицами и рудным минералом. Много также тонких чешуек серицита, вытянутых в одном направлении и обусловливающих собой слоистость породы.

Кратко резюмируя все сказанное выше об образованиях кембрия на протяжении полосы от гор Майжарлыган до родника Шайтан-Симез и далее на северо-запад, следует отметить, что они представлены здесь однотипно и могут быть подразделены на три свиты. Состав, последовательность и характер пород последних отображены в табл. 10.

Таблица 10

Сводный разрез кембрия области центрального грабена

Индекс	Свита	Мощность, м	Состав пород
Cm_3	Каратальская (Cm_3kr)	1200	Серо-зеленые, полимиктовые, кварцевые и аркозовые песчаники, с прослоями зеленовато-голубоватых кремнисто-глинистых сланцев. Нечеткая флишоидность. Переход к нижележащей свите местами постепенный, местами с перерывом, фиксируемым базальным конгломератом
Cm_2	Джамбульская (Cm_2dg)	2000	Зеленовато-серые, кварцевые, аркозовые и туфогенные песчаники, хлоритовые, кварцево-хлоритовые сланцы и филлиты с подчиненными прослоями и линзами порфиритоидов, яшм, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и известняков. Постепенный переход
Cm_1	Майжарлыганская (Cm_1mj)	свыше 1000?	Основные эффузивы, главным образом диабазовые и плагиоклазовые порфириты, обычно превращенные в амфиболо-эпидото-хлоритовые, актинолито-хлоритовые, хлорито-серицитовые и другие метаморфические сланцы. Прослои песчаников, реже конгломератов. Мелкие тела амфиболитов

Для полной характеристики кембрийских отложений центрального грабена необходимо кратко остановиться также на выходах их в районе Чу-Илийских гор, где отложения эти весьма широко развиты, вытягиваясь в виде нескольких полос северо-западного направления, отделенных друг от друга линиями региональных разломов. Необходимо указать, что многими исследователями (А. В. Пейве, Н. И. Костенко, И. В. Хохловым, З. И. Мининой и Л. П. Зоненшайном) эти образования описывались под индексом верхнего протерозоя. Однако обнаруживаемое ими значительное сходство с породами полосы от гор Майжарлыган до лога Каратал,

непосредственным продолжением которой они являются, а также находки фауны кембрия в аналогичных толщах смежных районов (горы Қандыктас) заставили нас пересмотреть их возраст.

Кембрийские образования Чу-Илийских гор представлены толщей зеленоцветных пород, доминирующее значение среди которой принадлежит метаморфическим песчаникам и сланцам, в меньшей степени сильно измененным эффузивам, яшмо-кварцитам и мраморизованным известнякам. Внимательное изучение материалов названных выше геологов, занимавшихся съемкой Чу-Илийских гор, привело нас к выводу о том, что в этом районе развиты все три свиты кембрия, установленные для полосы горы Майжарлыган — лог Қаратал.

К сожалению, на прилагаемой схематической карте (см. фиг. 1) эти свиты не могли быть выделены. Но в колонке (фиг. 48) и в даваемом ниже описании мы попытались наметить эти более дробные подразделения.

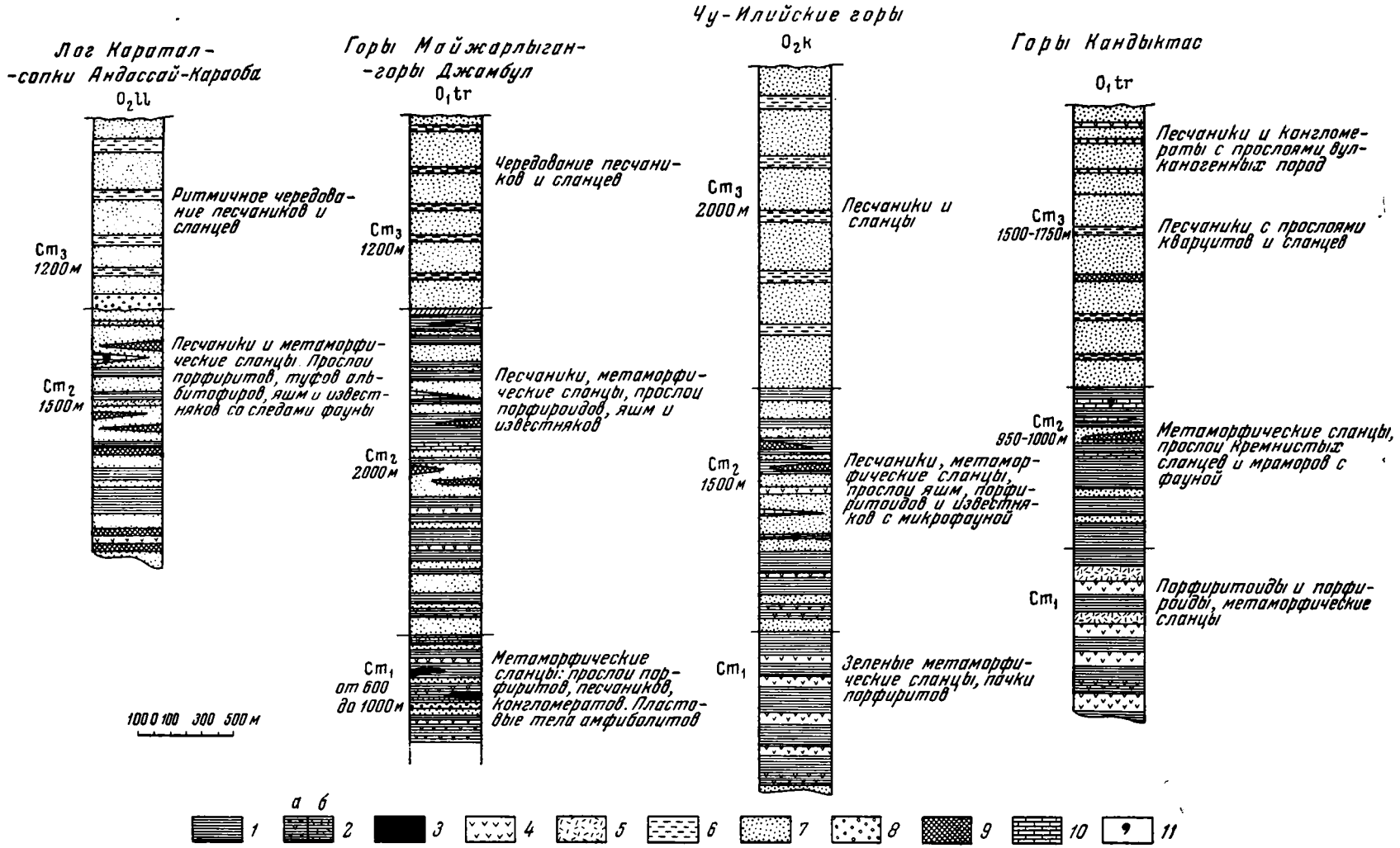
Наиболее низкие горизонты кембрийской системы, параллелизуемые нами с майжарлыганской свитой, развиты в западной части Чу-Илийских гор (в районе гор Досугул), где они выступают в виде изолированной полосы среди образований карадокского яруса ордовика. Здесь, по указаниям И. В. Хохлова и Л. П. Зоненшайна, среди зеленых метаморфических сланцев встречены пачки основных эффузивов, представленных сильно измененными пироксеновыми порфиритами и мандельштейнами их, по описанию напоминающими эффузивы, развитые в горах Майжарлыган. Кроме того, породы майжарлыганской свиты обнажаются, вероятно, в крайнем юго-западном блоке кембрия, расположенном непосредственно к югу от линии железной дороги, так как на продолжении этой полосы, уже за пределами района наших исследований (см. фиг. 1), в 1952 г. И. В. Хохлов, а в 1953 г. К. И. Дворцова отметили значительное развитие эффузивов. Последние представлены сильно измененными диабазовыми порфиритами, альбитофирами и их туфами, превращенными в порфиритоиды, порфироиды, а частично в метаморфические сланцы — актинолито-альбитовые, альбито-хлоритовые и др. Мощность их этими авторами не указана.

Наибольшее распространение среди кембрийских образований Чу-Илийских гор имеет, очевидно, джамбульская свита, представленная здесь теми же, что и в горах Джамбул, серо-зелеными кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, хлорито-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами с подчиненными прослоями яшмо-кварцитов, порфиритов и светлых кристаллических известняков. Указанными породами сложена большая часть гор Кульджабасы, а также блоков, расположенных к северу и юго-западу от них. Ориентировочная мощность отложения 1,5 км.

Отметим, что в породах этой свиты, в подчиненном прослое глинисто-кремнистых сланцев в горах Кульджабасы И. В. Хохловым и З. И. Мининой найдена микрофауна, оставшаяся, к сожалению, пока не определенной. Наличие ее, однако, указывает на возможность находок здесь палеонтологических остатков.

Наконец, судя по указаниям И. В. Хохлова и З. И. Мининой, выше образований, параллелизуемых нами с джамбульской свитой в горах Кульджабасы, без видимого несогласия располагается следующая более высокая толща, представленная однообразными серовато-зелеными метаморфизованными кварцево-полевошпатовыми песчаниками и сланцами. Мощность ее очень велика и превышает 2000 м. Судя по описанию, общий облик толщи и положение ее в разрезе аналогичны образованиям каратальской свиты, с которой мы ее и считаем возможным сравнивать.

Итак, мы видим, что отложения кембрия Чу-Илийских гор, представляющие собой непосредственное продолжение полосы — горы Майжарлыган — лог Қаратал, по последовательности свит и характеру слагающих их



Фиг. 48. Сопоставление разрезов кембрия области центрального грабена:

1 — сланцы метаморфические (кварцево-хлоритовые, актинолито-хлоритовые и др.); *2* — сланцы метаморфические с реликтами структуры эффузивных пород основных (*а*) и кислых (*б*); *3* — пластовые интрузии габбро-диабазов, местами амфиболитизированные; *4* — диабазовые порфириты, местами превращенные в порфиритоиды; *5* — альбитофиры и порфироиды; *6* — глинистые и кремнисто-глинистые сланцы; *7* — песчаники кварцевые, аркозовые и полимиктовые; *8* — конгломераты; *9* — яшмы, кремнистые и кварцитовые сланцы; *10* — кристаллические известняки; *11* — остатки фауны

пород чрезвычайно близки друг другу. Таким образом, сводный разрез кембрия, данный нами выше (см. стр. 123), может считаться характерным для всей зоны центрального грабена, включая и Чу-Илийские горы.

Что касается возраста выделенных образований, то майжарлыганская свита относится нами к нижнему кембрию, джамбульская — к среднему, а каратальская — к верхнему отделу той же системы. Основанием для этого является, прежде всего, указанное выше перекрытие осадков каратальской свиты фаунистически охарактеризованными образованиями тремадокского яруса ордовика (горы Акжал), а также проверенная на многочисленных разрезах последовательность свит и характер контактов между ними. Кроме того, к этому нас приводит сравнение рассматриваемого разреза с фаунистически охарактеризованным разрезом в горах Кандыктас, описанным в 1953 г. К. И. Дворцовой.

По данным этого исследователя, на охарактеризованных выше эффузивных образованиях с базальным конгломератом в основании залегает свита существенно сланцевых пород, в верхах содержащая прослои кремнистых сланцев и линзы мраморов. Мощность ее достигает 930—950 м. Именно в ней К. И. Дворцовой были найдены трилобиты: Agnostidae (gen. et sp. ind), *Phalacroma* sp., которые, по заключению Н. Е. Чернышевой, указывают на среднекембрийский возраст вмещающих пород.

Выше согласно располагается свита аркозовых песчаников с прослоями кварцитов и сланцев, мощностью 1000—1200 м. Еще выше — толща песчаников и конгломератов с подчиненными прослоями вулканогенных пород (порфиритов и туфов их). Мощность ее — 550 м. Обе эти свиты К. И. Дворцова относит к верхнему кембрию, так как в районе р. Агалатас наблюдается трансгрессивное перекрытие их толщей терригенно-карбонатных пород фаунистически охарактеризованного нижнего ордовика (тремадокский ярус).

Таким образом, мы видим, что разрез в горах Кандыктас чрезвычайно напоминает описанный выше для полосы — горы Джамбул — Майжарлыган — Чу-Илийские горы. Так как оба разреза расположены в пределах единой полосы, имеющей северо-западное простирание, то одновозрастность их не вызывает у нас сомнения. Поэтому сланцевая свита гор Кандыктас, охарактеризованная фауной трилобитов среднего кембрия, параллелизуется нами с джамбульской свитой Бет-Пак-Далы; две верхние, терригенные свиты, согласно залегающие одна на другой и имеющие в горах Кандыктас общую мощность 1650—1750 м, сопоставляются с каратальской; наконец, лежащая ниже их вулканогенная толща, зажатая между образованиями рифея и средним кембрием, естественно, должна быть отнесена к нижнему отделу системы.

ЧУЙСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

В пределах Чуйского геоантиклинального поднятия, как указывалось в начале настоящей главы, известен лишь один незначительный выход отложений, условно отнесенных к кембрийскому возрасту, располагающийся к югу от Аксорской каменноугольной мульды. К сожалению, по этому району мы не располагаем собственным материалом и не можем привести сколько-нибудь подробного разреза. Однако, судя по описаниям Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова, здесь развита толща порфиритов, песчаников и сланцев с прослоями известняков и кремнистых пород. По облику она близка к кембрийским образованиям полосы Андассай — Майжарлыган. Скорее всего развитые здесь породы могут быть сопоставлены с низами кембрийского разреза области центрального грабена. Мощность разреза неизвестна, но, судя по всему, не очень значительна.

Фаунистически охарактеризованных кембрийских отложений в пределах Западно-Балхашского геосинклинального прогиба пока не обнаружено. Тем не менее мы считаем возможным отнести к этому возрасту толщи вулканогенных и осадочных пород, распространенные вдоль юго-западного борта Прибалхашского прогиба. Литологический состав их близок к составу образований, развитых в области центрального грабена, и они имеют ту же стратиграфическую последовательность. Это позволяет нам с известной степенью достоверности параллелизовать указанные отложения между собой.

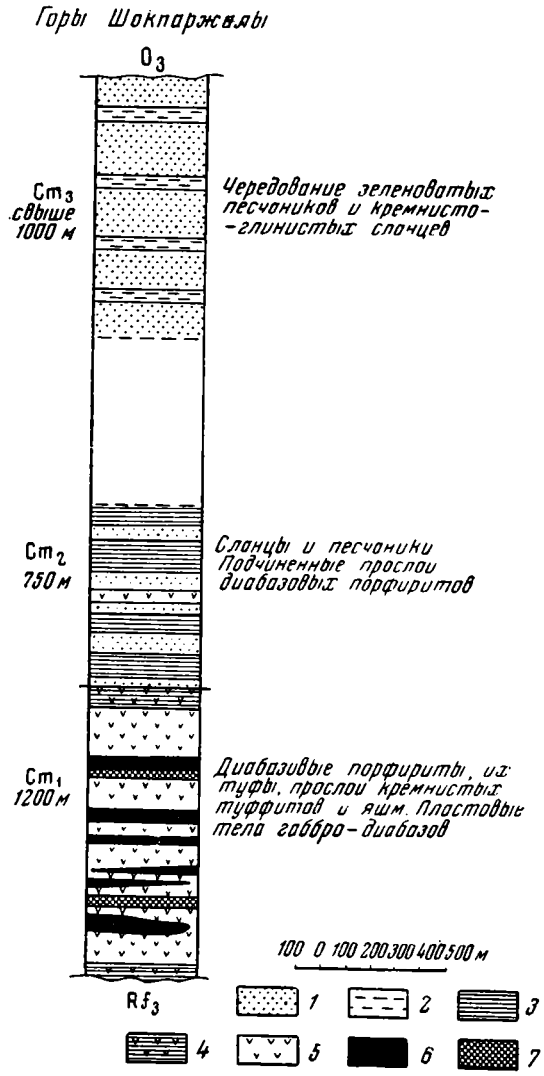
Прибалхашский прогиб

В указанной структуре также наблюдается трехчленное деление образований кембрия. Две нижние свиты, параллелизуемые нами с майжарлыганской и джамбульской свитами центрального грабена, распространены здесь к востоку от гор Шокпаржалы. Образования этих свит занимают весьма незначительную площадь, подстилаясь осадками верхнего рифея и несогласно перекрываясь ордовиком и силуром (см. фиг. 73). Кроме того, узкие тектонические клинья нижнекембрийских вулканогенных пород наблюдаются по краям Каракамысской глыбы, отошедшей в эту эпоху к рассматриваемой структуре. Верхний карбон развит шире, слагая значительные пространства к северу от урочищ Шепшек-Базоба и Акжал, а также участок, расположенный между Каракамысской глыбой и одноименной каменноугольной структурой.

В районе гор Шокпаржалы мы записали следующий послойный разрез образований кембрия. Вслед за песчанистой толщей верхнего рифея, контакт с которым не вполне ясен из-за плохой обнаженности местности, вскрываются:

		Мощность, м
Cm_1mj	1. Туфы диабазовых порфиритов гематитизированные и поэтому красноватые, тонкозернистые, с мелкими, видимыми лишь под микроскопом, обломками, строго ориентированными в направлении сланцеватости породы	40
	» 2. Скальные выходы диабазовых порфиритов зеленых, тонкозернистых, сильно обжатых, рассланцованных и пронизанных многочисленными прожилками кварца	150
	» 3. Диабазы зеленовато-серые, плотные, с нитевидными прожилками эпидота, кварца и кальцита	50
	» 4. Прослой кремнистого туффита малинового, тонколистоватого	30
	» 5. Чередование зеленовато-серых плотных диабазовых порфиритов с неотличимыми от них макроскопически и узнающимися лишь под микроскопом габбро-диабазами. Породы интенсивно смяты, рассланцованы и пронизаны жильным кварцем, образующим кругом обильные россыпи	300
	» 6. Скальные выходы габбро-диабазов темно-зеленых, плотных, пронизанных тонкими прожилками кварца и эпидота. Они образуют узкое пластовое тело, прослеживающееся по простиранию на расстояние около одного километра	150—175
	» 7. Диабазовые порфириты, обнажающиеся в виде низких, сильно рассланцованных гривок. Среди них ряд подчиненных прослоев и линз (по 10—15 м) красных сургучных яшм	150
	» 8. Прослой кремнистых туффитов буровато-красных с медной зеленью, вскрытых старой разведочной ямой, в настоящий момент сильно заросшей	25—30
	» 9. Выходы габбро-диабаза — темно-зеленой, плотной, но в то же время рассланцованной породы, образующей вытянутое согласно простиранию всей толщи узкое пластовое тело	70—80
	» 10. Диабазовые порфириты серо-зеленые, сильно рассланцованные, пронизанные нитевидными прожилками кварца. Среди них небольшая линза красных, сургучных яшм (15—20 м)	100
	» 11. Туфы диабазовых порфиритов, макроскопически — зеленые, мелкозернистые, рассланцованные породы. Обломочная структура выступает лишь под микроскопом	50
Cm_2dg	12. Низкие, сильно рассланцованные гривки, а также обильные высыпки серо-зеленых песчаников и кварцево-хлоритовых, часто скрученных сланцев, с характерной дощатой отдельностью. Кругом россыпи жильного кварца	300

	Мощность, м
Cm_2dg 13. Те же кварцево-хлоритовые сланцы, обильно пронизанные жильным кварцем	100
» 14. Хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы зеленовато-голубоватые, тонко-листоватые. Среди них подчиненный прослой серо-зеленых диабазовых порфиритов. Простирание 310 . Падение на юго-запад под углом 65°	150
» 15. Гривки хлоритовых сланцев, зеленоватых, местами сильно окварцованных и пронизанных тонкими кварцевыми прожилками	100
» 16. Плохо обнаженное пространство с обильными россыпями жильного кварца. Изредка гривки хлоритовых сланцев	100



Фиг. 49. Прибалхашский прогиб:

1 — песчаники; *2* — кремнисто-глинистые сланцы; *3* — сланцы метаморфические (кварцево-хлоритовые, актинолито-хлоритовые и др.); *4* — сланцы метаморфические с реликтами структуры эффузивных пород; *5*—диабазовые порфириты, местами превращенные в порфиритоиды; *6* — пластовые интрузии габбро-диабазов, местами амфиболитизированные; *7* — яшмы, кремнистые и кварцитовые сланцы

Итак, мы видим, что в нижней части разреза в районе гор Шокпаржалы (фиг. 49) располагается вулканогенная, зеленокаменно измененная толща пород, сложенная главным образом диабазовыми порфиритами и их туфами, содержащими подчиненные прослои и линзы малиновых кремнистых туффитов и яшм. Кроме того, здесь встречены интрузивные габбро-диабазы, имеющие характер узких пластовых тел. Мощность свиты достигает 1200 м. Выше, совершенно согласно с ней располагается однообразная толща серо-зеленых кварцево-хлоритовых сланцев и песчаников. В виде подчиненного прослоя встречен диабазовый порфирит. Мощность толщи явно неполная (750 м), так как толща несогласно перекрыта образованиями ордовика и силура.

Таким образом, обе вскрытые здесь толщи по составу и набору слагающих их пород, последовательности залегания, характеру контакта и ряду других признаков чрезвычайно близки к майжарлыганской и джамбульской свитам центрального грабена. Как там, так и здесь внизу преобладают основные эффузивы, содержащие мелкие пластовые тела или силлы основных интрузивных пород, выше постепенно сменяющихся осадочно-туфогенными образованиями — сланцами и песчаниками. Обращает на себя внимание лишь значи-

тельно более сильное изменение пород полосы от гор Майжарлыган до гор Джамбул. Так, эффузивы нижней вулканогенной свиты почти полностью превращены в зеленые метаморфические сланцы (актинолито-хлоритовые, хлорито-альбито-актинолитовые и др.), среди которых местами сохранились реликты исходных пород. Интрузивные тела габбро-диабазов изменены до амфиболитов. Основные эффузивы, встречающиеся в виде прослоев в джамбульской толще, также превращены в кварцево-цоизитовые и альбито-эпидото-хлоритовые сланцы.

Указанное явление, как нам кажется, вызвано лишь структурным положением гор Майжарлыган и Джамбул, а именно — их приуроченностью к интенсивно раздробленной зоне центрального грабена. В этом отношении мы полностью солидаризируемся с Е. Д. Поляковой, отметившей, что облик пород гор Майжарлыган и Джамбул обязан главным образом процессам динамометаморфизма и последующей гидротермальной проработке их. Породы гор Шокпаржалы, выходящие в менее тектонически напряженной зоне, несмотря на свойственный им региональный метаморфизм, изменены слабее и сохранили больше общего с исходными образованиями.

При сравнении разрезов кембрия гор Шокпаржалы с разрезами центрального грабена обращает на себя внимание также тот факт, что верхняя свита, параллелизуемая нами с джамбульской, здесь более однообразна. В ней отсутствуют, например, прослои известняков и яшм, неоднократно отмечаемых в горах Джамбул, и весь разрез представлен в сущности кварцево-хлоритовыми сланцами и песчаниками, содержащими лишь подчиненный прослой порфиритов. Вероятно, это вызвано неполнотой разреза свиты ввиду трансгрессивного перекрытия ее вышележащими осадками. В пользу этого говорит также сокращенная мощность свиты — 750 м вместо 2000 м в горах Джамбул. Возможно, однако, что здесь имеют место и некоторые фациальные изменения.

Ниже нами приводится петрографическое описание пород нижнего и среднего кембрия гор Шокпаржалы, составленное В. В. Коптевой. Оно также свидетельствует о значительно большей сохранности развитых здесь образований, которые могут быть названы уже именами первичных пород. В. В. Коптева выделила здесь следующие группы.

Диабазовые породы слагают основную часть толщи. Макроскопически они чрезвычайно однообразны и не могут быть подразделены более подробно. Однако микроскопически среди них выделяются: диабазовые порфириты — породы, имеющие явно эффузивное происхождение, и диабазы — породы неясного генезиса.

Диабазы состоят из плагиоклаза, актинолита, лейкоксена, эпидота, хлорита и карбоната. Плагиоклаз представлен вытянутыми, правильной формы кристаллами размером 0,36—0,54 мм. Наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Плагиоклаз сильно изменен, благодаря врастанию параллельных иголочек актинолита, располагающихся либо вдоль длинной стороны, либо поперек (чаще). Актинолит встречается или отдельными тонкими иголочками, или сноповидными сростками их. $C : Ng = 17,5°$. Плеохроизм меняется от светло-зеленого до бесцветного. Лейкоксен наблюдается в виде скопления мельчайших зернышек, имеющих коричневый цвет, очень высокий рельеф и высокие интерференционные окраски. Эпидот представлен зернами разной величины. В прожилках он мелкозернистый. Среди массы актинолита, лейкоксена и карбоната его зерна достигают 0,36 мм. Встречаются двойники. Хлорит представлен пеннином и приурочен к прожилкам, выполняя центральную часть их. Карбонат наблюдается в виде мелких зерен, а также кристаллов до 0,54 мм (последние в прожилках).

Актинолитизированные кристаллы плагиоклаза составляют как бы канву всей породы. Промежутки между ними заполнены лейкоксеном и

мелкозернистым карбонатом. Порода пересечена многочисленными прожилками, сложенными эпидотом, хлоритом и карбонатом.

Диабазовые порфириты отличаются от диабазов по минералогическому составу и структуре. Они состоят из вкрапленников и микролитов плагиоклаза и массы вторичных минералов. Плагиоклаз встречается в виде микролитов и вкрапленников. Микролиты имеют форму тонких изъеденных палочек длиной 0,1—0,2 мм. Они сильно карбонатизированы; двойниковое строение их улавливается лишь местами. Плагиоклаз вкрапленников представлен большими (от 1—1,2 мм) неправильной формы зернами с изъеденными краями. Наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Местами хорошо видны процессы альбитизации и карбонатизации. По краям зерен наблюдается развитие мелких зернышек эпидота. По трещинам развит пеннин и рудный минерал. Лейкоксен представлен точечными зернышками разнообразной формы, иногда образующими целые скопления. Эпидот наблюдается в прожилках и в массе, цементирующей микролиты плагиоклаза. И в том, и в другом случае он представляет агрегат мелких зерен. Карбонат встречается в виде мелких образований вместе с эпидотом и лейкоксеном в массе, цементирующей микролиты плагиоклаза, и в прожилках. Пеннин наблюдается среди массы вторичных минералов, цементирующих плагиоклазовые микролиты, и в прожилках. В последних, кроме пеннина, эпидота и карбоната, наблюдается низкотемпературный кварц. Структура породы была близка, очевидно, к интерсертальной. Мелкие плагиоклазовые микролиты составляют канву. Пространство между ними заполнено агрегатом лейкоксена, эпидота, карбоната и хлорита. На фоне этого выделяются плагиоклазовые вкрапленники, составляющие 5—8% всей массы породы. Много тонких нитевидных прожилков, секущих породу в разнообразных направлениях.

Туфы состоят из обломков разной величины — от 0,18 до 2,7 мм. Преобладают крупные обломки. Они имеют вытянутую, овальную, либо копьевидную форму, строго ориентированную в направлении сланцеватости породы, и тесно примыкают друг к другу, оставляя мало места для цемента. Роль последнего играет гематит, в большом количестве рассеянный также и в обломках. Порода настолько изменена, что обломки состоят обычно из сплошного агрегата серицита и небольшого количества хлорита. Местами в них наблюдаются участки правильной формы, сложенные крупными листочками серицита и необогащенные гематитом. Очевидно, это остатки вкрапленников. Размеры их от 0,9 до 1,4 мм.

Исходя из строения обломков, мы можем назвать туфы витрокластическими. О составе туфов, ввиду их сильной измененности, можно говорить лишь предположительно. Судя по характеру вкрапленников в обломках и по распределению в них гематита, туфы имели андезитовый или андезито-диабазовый состав.

Габбро-диабазовые породы состоят из следующих минералов. Плагиоклаз представлен вытянутыми, неправильной формы зернами с извилистыми краями. Иногда он образует идиоморфные кристаллы таблицевидной формы. Размер их в среднем 0,8—1,4 мм. Наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Двойниковое строение улавливается лишь местами, так как плагиоклаз сильно карбонатизирован, а иногда и нацело замещен кальцитом. Внутри зерен по трещинам развит пеннин. Наблюдается врастание в плагиоклаз тонких иголочек актинолита. Пироксен встречается в виде крупных, часто вытянутых зерен неправильной формы. Обычно он нацело замещен пеннином и актинолитом, но есть участки, где хорошо определяется моноклинный пироксен. В таких случаях последний слагает лишь центральную часть зерен, тогда как периферия нацело замещена пеннином и актинолитом. В проходящем свете моноклинный пироксен бесцветен, обладает высоким рельефом. Спайность видна хорошо.

лишь в немногих зернах. Угасание косое — C : Ng = 18°. Минерал оптически положителен, max. Ng — Np = 0,029. Пеннин обладает светло-зеленым цветом, слабым плеохроизмом, синими аномальными окрасками.

Актинолит представлен тонкими иголочками и сноповидными сростками. C : Ng = 15°. Плеохроизм его от слабо-зеленоватого до бесцветного. Интерференционные окраски желто-белые до оранжевых первого порядка. Часто встречается лейкоксен, заместивший зерна ильменита. Наблюдаются характерные для ильменита восьмигранные разрезы зерен. Многие из них прорастают магнетитом, разрезы которого имеют форму квадратиков, прямоугольников и пятен разного очертания.

Эпидот представлен мелкими (1,02 мм) зернами с очень яркой интерференционной окраской. Часты простые двойники. Угасание прямое.

Кварц мелкозернистый, выполняет тонкие прожилки, иногда маленькие пустотки вместе с эпидотом.

В связи с тем, что породы обычно сильно изменены, характер взаимоотношения первичных минералов не совсем ясен.

Несомненно, что описываемые габбро-диабазовые породы подверглись динамическому воздействию. Об этом говорят трещинки в зернах и многочисленные тонкие перемятые прожилки, заполненные эпидотом, мелкозернистым кварцем и хлоритом. Заполнение этих трещинок явилось проявлением позднего низкотемпературного гидротермального процесса. В это же время под динамическим воздействием, в присутствии гидротермальных растворов шли процессы хлоритизации и карбонатизации. Актинолитизация происходила после хлоритизации.

Кремнистые туффиты состоят из мельчайших частичек кварца, пепловых изотропных частиц, а также рудного минерала (гематит), который придает породе красный цвет. Наблюдающаяся прослоями зеленая окраска обусловлена наличием мелкозернистого эпидота. Местами встречаются тонкие серицитовые чешуйки, вытянутые вдоль спайности. Порода пересечена волосовидными кварцевыми прожилками. Кроме того, наблюдаются прожилки лейкоксеновых агрегатов вперемежку с мелкозернистым кварцем.

Яшмы отличаются от описанных кремнистых туффитов почти полным отсутствием пепловых изотропных частиц и эпидота. Кварцевый материал здесь более крупнозернистый — около 0,09 мм в диаметре. В остальном порода чрезвычайно близка к кремнистым туффитам и связана с ними постепенными переходами. Это не совсем типичные яшмы.

Кварцево-хлоритовые сланцы состоят из мелкозернистых скоплений кварца, хлорита и эпидота. Взаимное их расположение вызывает слоистость породы. Кварцевое вещество участками, очевидно, было перекристаллизовано, ввиду чего образовались маленькие миндалины и червеобразные прожилки, выполненные кварцем. Иногда встречаются мельчайшие частички железистых соединений.

Вторым районом развития образований кембрия является участок к югу от Каибского массива. Здесь, в узких тектонических клиньях, зажатых между протерозойскими образованиями Бурунтавского антиклинория и археем Каракамысской глыбы, мы встречаемся с теми же вулканическими породами майжарлыганской свиты, что и в районе гор Шокпаржалы, очевидно, некогда протягивавшимися сюда через поле гранитов Каиба. Состав и характер этих пород аналогичен описанным выше, поэтому мы позволим себе более подробно на этом не останавливаться.

В заключение несколько слов о третьей, самой верхней свите разреза кембрия Прибалхашского прогиба. Как указывалось выше, она развита широко, слагая собой обширные поля к востоку и юго-востоку от Карака-

мысской глыбы. К сожалению, ни в одном из пунктов не наблюдалось непосредственных контактов ее с нижележащими образованиями. Так, в одних случаях (район Каракамысской глыбы) свита эта граничит по разлому с образованиями архея, в других (побережье оз. Балхаш) — трансгрессивно располагается на рифее. Однако общий характер толщи и состав слагающих ее пород совершенно однотипны с каратальской свитой центрального грабена, с которой мы ее и параллелизуем. Мы позволим себе не останавливаться более подробно на характеристике свиты: описании разрезов, петрографии слагающих пород и т. д., так как это не дает ничего нового по сравнению с тем, что было изложено при рассмотрении разрезов близ лога Каратал. Укажем лишь, что мы вновь встречаемся здесь с монотонным, местами нечетко выраженным, ритмичным чередованием зеленовато-серых кварцевых и полимиктовых песчаников и кремнисто-глинистых сланцев. В основании свиты обычно наблюдаются прослои мелкогалечного конгломерата, среди галек которого много яшм и основных порфиритов.

Заканчивая характеристику кембрия Прибалхашского прогиба, отметим, что состав и последовательность развитых здесь трех свит почти в точности повторяют разрез кембрия центрального грабена. Существенно иной облик имеют разрезы образований этого возраста лишь в северо-западных частях Бет-Пак-Далы, к рассмотрению которых мы и переходим.

АТАСУ-МОИНТИНСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

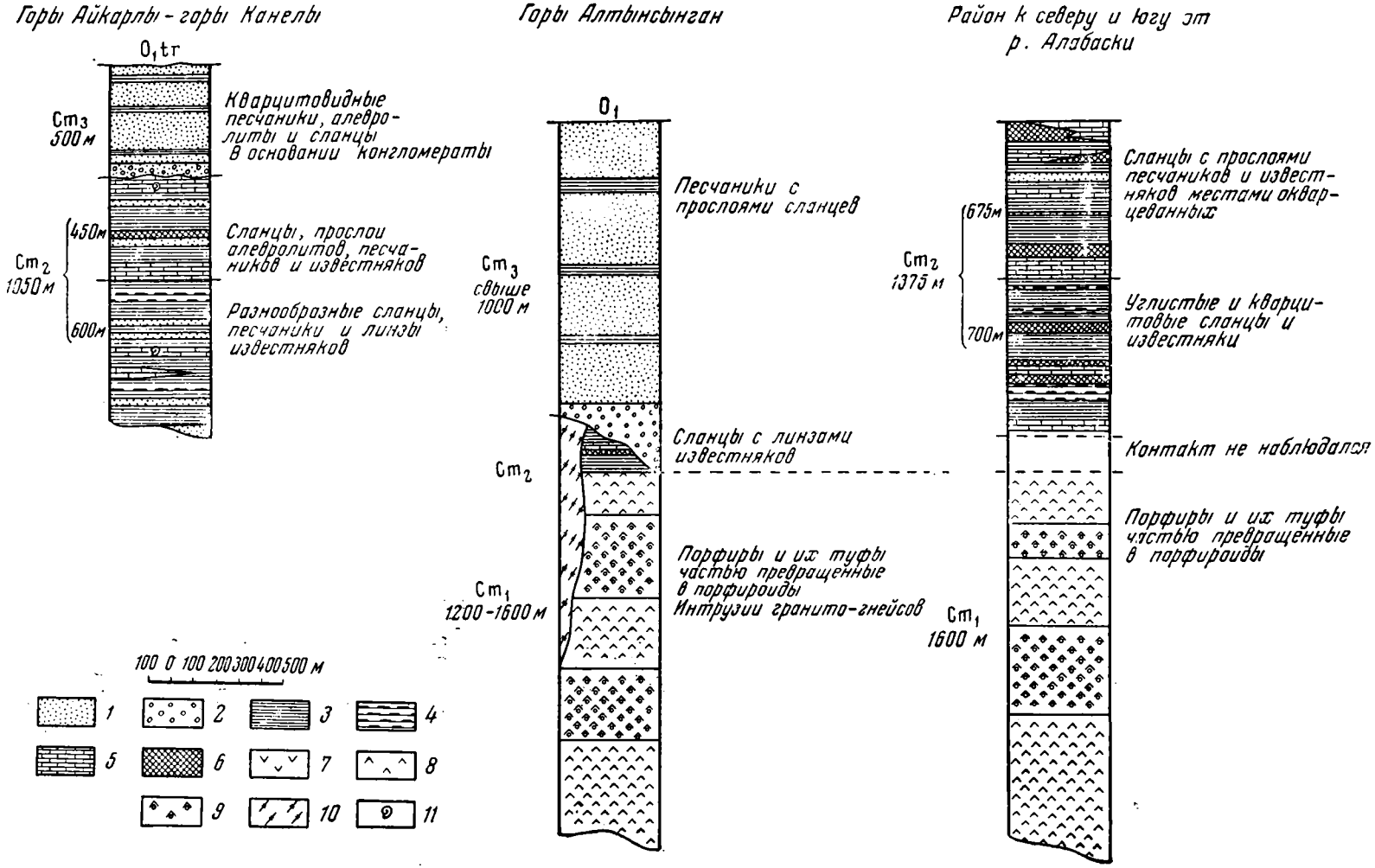
Образования кембрия Атасу-Моинтинского антиклинория также отчетливо подразделяются на три свиты. Нижняя из них сложена исключительно вулканогенными, однако уже преимущественно кислого состава породами, две верхние — осадочными толщами.

Нижняя свита, имеющая наиболее широкое распространение, слагает собой ряд блоков в центральной части описываемой структуры. Так, с выходами ее мы встречаемся: 1) к югу от долины р. Алабаски — на возвышенностях, известных под названием гор Актау II; 2) в уроч. Алтынсынган; 3) в меридионально вытянутой полосе между горами Кызылтау и Жельдытау. Вулканогенные образования свиты изучались рядом исследователей, из которых необходимо указать А. Г. Гокоева и Н. М. Чабдарова, С. С. Филатова и Е. Р. Семенову-Тяньшанскую, Е. Н. Сизову, М. И. Александрову, Б. И. Борсука, В. В. Донских и Н. А. Пупышева, И. И. Вишневскую и др. Большинство из этих авторов относили описываемую толщу к нижнему протерозою. Впервые поставили вопрос о возможности принадлежности ее к кембрийской системе В. В. Донских и Н. А. Пупышев в связи с находкой ими фауны среднего кембрия в вышележащих образованиях. Наконец, позже под именем среднего кембрия ее описала И. И. Вишневская. Мы условно относим эту толщу к нижнему отделу кембрия на основании ряда соображений, которые будут изложены в конце настоящей главы.

Остановимся кратко на составе и характере слагающих эту толщу образований.

К югу от р. Алабаски, в районе гор Актау II, а также уроч. Алтынсынган, судя по материалам А. Г. Гокоева и Н. М. Чабдарова, С. С. Филатова и Е. Р. Семеновой-Тяньшанской, развита толща серо-зеленых и серо-фиолетовых кварцевых порфиров и их туфов, местами сильно метаморфизованных, катаклазированных и превращенных в порфироиды. Мощность ее до 1500 м (фиг. 50).

Интересно, что С. С. Филатов и Е. Р. Семенова-Тяньшанская, дающие наиболее детальное описание этого участка, отмечают значительную изменяемость эффузивов по цвету, составу и характеру метаморфизма. Так, ими указано, что вулканогенная толща правобережья р. Узень, характеризующаяся относительной массивностью и монолитностью, представлена



Фиг. 50. Сопоставление разрезов кембрия Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия:

1 — песчаники кварцитовидные и аркозовые; *2* — конгломераты; *3* — сланцы кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые, глинисто-хлоритовые, кремнисто-глинистые, серые и зеленые; *4* — серые и черные углистые и графитовые сланцы; *5* — кристаллические известняки; *6* — яшмы, кремнистые и кварцитовые сланцы; *7* — диабазовые порфириты, местами превращенные в порфиритоиды; *8* — альбитофиры и порфироиды; *9* — кварцевые порфиры, их туфы и порфироиды; *10* — гранитогнейсы; *11* — остатки фауны

главным образом кварцевыми порфирами, реже порфироидами серо-зеленого цвета с вкрапленниками исключительно кварца и плагиоклаза. Калиевый полевой шпат отсутствует. В уроч. Алтынсынган, напротив, преобладают разности с крупными (до 2 см) вкрапленниками калиевого полевого шпата и кварца, сильно рассланцованные, обжатые, зачастую характеризующиеся очковой текстурой. Последняя является результатом того, что фенокристаллы калиевого полевого шпата (представленного, как это иногда видно, ортоклазом) обтекаются мелкозернистой основной массой, подвергшейся осланцеванию и серицитизации.

Степень метаморфизма описываемой толщи, по данным тех же авторов, сильно изменчива. Местами породы хотя и сильно катаклазированы, но изменены сравнительно слабо и сохраняют первичную порфировую структуру, а иногда даже флюидную текстуру. Местами метаморфизм проявился сильнее — вкрапленники полевого шпата и кварца катаклазированы и развальцованы. Следующая ступень — это уже настоящие порфироиды с очковой или тонкосланцеватой текстурой. Наконец, в отдельных случаях (горы Актау) описываемые породы превращены в чешуйчатые тонколистоватые ортосланцы.

Согласно с изложенным выше С. С. Филатов и Е. Р. Семенова-Тяньшанская выделяют следующие четыре петрографические группы пород.

1. Катаклазированные кварцевые порфиры I типа. Структура порфировая. Порода характеризуется нарушением целости кристаллов вкрапленников и интенсивной серицитизацией. Зерна кварца разбиты на отдельные блоки и деформированы. Они приобретают облачное угасание. Вкрапленники плагиоклаза серицитизированы. Некоторые кристаллы одновременно замещаются мелкозернистыми кварцевыми агрегатами. Основная масса фельзитовая или микрофельзитовая, сильно серицитизированная.

2. Катаклазированные кварцевые порфиры II типа. Порфировые вкрапленники кварца разбиты и раздроблены по краям, имеют резко выраженное облачное угасание. Кристаллы плагиоклаза серицитизированы и частично замещены мелкозернистыми агрегатами кварца и слюды. Основная масса породы кварцево-биотитовая и кварцево-серицитовая, с типично роговиковой структурой. В некоторых шлифах сохраняется первичная флюидная текстура, представленная фельзитом с реликтами раздавленных шаров стекла, свидетельствующих о первичном стекловатом сложении.

3. Катаклазированные, слабо осланцованные кварцевые порфиры. Обладают реликтовой порфировой структурой, очковой, слабо осланцованной: вкрапленники кварца раздроблены, слегка развальцованы, плагиоклаз нацело замещен серицитом или кварцево-серицитовым агрегатом. Неизмененных кристаллов почти нет. Основная микрогранитовая масса слабо осланцована и начинает обогащаться серицитом за счет разложения полевого шпата, но в общем порода сохраняет свой первичный состав и структуру, так что является переходной от катаклазированных кварцевых порфиров к порфироидам.

4. Порфироиды обладают очковой сланцеватой текстурой. Очковые образования представляют собой реликты порфировых включений кварца и полевого шпата. Зерна кварца раздроблены и развальцованы и имеют линзовидную форму. Плагиоклаз раздроблен и нацело замещен кварцево-серицитовым агрегатом. Калиевый полевой шпат в некоторых случаях сохранился. В основной массе развивается много тонкочешуйчатого серицита и биотита, обтекающих реликты порфировых вкрапленников. Строгая ориентировка волокон придает породе резко выраженную сланцеватость.

К сожалению, С. С. Филатов и Е. Р. Семенова-Тяньшанская, давшие

в пределах описываемого участка наиболее детальную характеристику толщи, выделенной ими под общим названием «толщи порфироидов», не приводят послойных разрезов ее, позволяющих судить о последовательной смене пород по вертикали. Что касается района, расположенного между горами Жельдытау и Кызылтау, то, судя по описаниям А. Г. Гокоева, Н. М. Чабдарова, М. И. Александровой, Б. И. Борсука и И. И. Вишневской, а также по составленным ими картам, в юго-восточной части его, в горах Кушоко, Кабантау и др. развита совершенно аналогичная толща пород, также описанная ими под названием толщи порфироидов. Укажем, что при общем тождественном типе пород, однообразии состава, текстур и характера метаморфизма М. И. Александрова и Б. И. Борсук отметили здесь значительное количество туфовых накоплений. Мощность порфироидов оценивается А. Г. Гокоевым в 1200 м, М. И. Александровой и Б. И. Борсуком в 1600—1800 м.

Средняя свита кембрия в пределах Атасу-Моинтинского антиклинория имеет более ограниченное распространение. С выходами ее мы встречаемся: 1) на севере этой структуры, в мелкосопочнике между гранитными массивами гор Ортау и Космурун; 2) к северу от гор Алабас, в узкой полосе северо-западного простирания, вытянутой от сопок Саран по направлению к Саманной Кашаре; 3) к югу от гор Узеньжал; 4) к востоку от железной дороги Агадыр — Киик, в горах Айкарлы, Кенелы и в ряде других возвышенностей.

Несмотря на то, что последние из указанных выходов находятся уже за границей исследованной нами территории, мы считаем наиболее правильным именно с них начать свое описание, так как лучше всего обоснованные фаунистически они являются своего рода эталоном для всей этой области.

Составление этого эталонного разреза было выполнено В. В. Донских, В. С. Малаховым и А. В. Ивановым, обнаружившим летом 1955 г. фауну трилобитов в интересующей нас толще. Последняя, по данным указанных авторов, подразделяется на две части — нижнюю сланцевую и верхнюю сланцевую, выделенные ими в виде самостоятельных свит.

Нижняя сланцевая свита сложена черными и темно-серыми пятнисто-полосчатыми углисто-глинисто-серицитовыми, хлорито-серицито-кремнистыми и другими сланцами с прослоями песчаников и линзами мраморизованных известняков. Характерной чертой пород, входящих в ее состав, является свойственная им черная и темно-серая окраска, выделяющая ее среди окружающих осадков.

Наилучший разрез свиты наблюдался указанными выше исследователями к югу от гор Айкарлы, где снизу вверх стратиграфически они проследили следующую последовательность пород:

	Мощность, м
Cm_2a (Cm₂aik) [1] 1. Частое переслаивание черных, пятнистых, филлитовидных углисто-серицитовых и зеленовато-серых, пятнистых хлорито-серицито-кремнистых сланцев с темно-серыми кварцевыми алевролитами. Обнажение этой пачки слоев приурочено к своду антиклинали, так что они являются наиболее древними	145
» 2. Глинисто-серицитовые и серицито-глинисто-кремнистые сланцы темно-серые, полосчатые и полосчато-пятнистые. Обнажаются по крыльям той же антиклинали, вытягиваясь двумя полосами в северо-восточном направлении. В составе этой серии сланцев имеются небольшие линзы светло-серых известняков	290
» 3. Переслаивание темно-серых серицито-кремнистых и зеленовато-серых хлорито-серицито-кремнистых полосчатых сланцев	140—160

Общую мощность нижней сланцевой свиты В. В. Донских принимает равной 600 м.

Разрез свиты является довольно выдержанным и мало меняется по простиранию, тем не менее некоторые фациальные изменения здесь все же

[1] В скобках дан индекс, принятый нами (см. табл. 11).

наблюдаются. Так, в районе месторождения Ленинградского в верхней части разреза преобладают темные зеленовато-серые мелкозернистые песчаники полимиктового состава, а к юго-востоку от гор Канелы среди черных и темно-зеленовато-серых сланцев появляются многочисленные прослои известняков малой мощности. В районе гор Канелы в 1955 г. В. В. Донских и Н. А. Пупышев обнаружили в этой свите пород обильные остатки трилобитов хорошей сохранности, среди которых Н. Е. Чернышева определила следующие формы, характерные для верхней половины среднего кембрия: *Lejopyge* ex gr. *laevigata* (D a l m.), *Hypagnostus sulcifer* (W a l l.), *Goniagnostus* aff. *spinger* W g a r d.

Верхняя сланцевая свита, выделяемая В. В. Донских, отличается от нижней своей окраской. Свита сложена зелеными и зеленовато-серыми хлорито-серицитовыми, хлорито-серицито-глинистыми, хлорито-кремнистыми и другими сланцами с подчиненным развитием алевритов, полимиктовых песчаников и известняков. Наилучший разрез верхней сланцевой свиты В. В. Донских наблюдал также к югу от гор Айкарлы, где непосредственно выше образований нижней сланцевой свиты залегают:

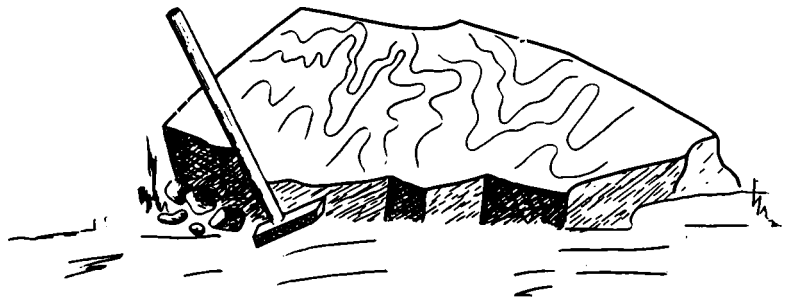
	Мощность, м
Cm_2b (Cm₂aik)	1. Слой белых и светло-серых с желтоватым оттенком полосчатых известняков с прослоями зеленых кремнисто-серицитовых сланцев. Наличие последних послужило основанием для отнесения данной пачки к верхней, а не к нижней сланцевой свите 80
	» 2. Серицитовые сланцы серые, из-за присутствия хлорита имеющие часто зеленоватый оттенок 75
	» 3. Углисто-глинистые сланцы черные и темно-серые, превращенные вблизи контакта с гранитами Южно-Айкарлинского массива в хиастолитовые сланцы 65
	» 4. Хлорито-серицитовые, серицито-хлоритовые и серицито-кремнистые сланцы зеленые и зеленовато-серые, пятнисто-полосчатые, с редкими мелкими линзами светло-серых известняков. Вблизи гранитов породы ороговикованы 160

На северных склонах гор Айкарлы выше пачки зеленых и зеленовато-серых сланцев лежит слой светло-серых с розоватым оттенком полосчатых известняков. Мощность известняков непостоянна и колеблется от нуля до 40 м. Таким образом, по данным В. В. Донских, для верхней сланцевой свиты характерно наличие слоев известняка как в основании, так и в кровле. Общая мощность свиты 450 м. К юго-востоку от данного разреза, в районе месторождения Ленинградского, в прослое известняка, среди зеленых сланцев той же свиты В. В. Донских и Н. А. Пупышев нашли один экземпляр трилобита, из-за плохой сохранности оставшийся не определенным. Однако находка его, а также постепенный переход, существующий между породами нижней и верхней сланцевых свит, дают В. В. Донских основание для объединения их в единую сланцевую серию, относимую им к среднему кембрию.

Обращаясь к следующему району развития интересующей нас толщи осадков, а именно — к северной части гор Алабас, мы встречаемся с картиной, чрезвычайно близкой к только что описанной. Здесь, к северу от группы сопок Большого и Малого Алабаса, сложенных кварцитами протерозоя, отделяясь от последних разломом северо-западного простирания, располагаются выходы сланцевой свиты, содержащей подчиненные горизонты известняков. Послойный разрез свиты, описанный нами в средней части сланцевой полосы по направлению к сопкам Саран, представляется в следующем виде. Сразу за указанным выше разломом обнажаются:

	Мощность, м
Cm_2a (Cm₂aik)	1. Известняки серые, кристаллические, мягкие, почти мраморы, толстоплитчатые, интенсивно рассланцованные, иногда до тонколистоватых карбонатных сланцев. Гривки их дают ряд волнообразных изгибов по простиранию, которое колеблется от 320 до 350°. Падение на северо-восток под углом 40° 35

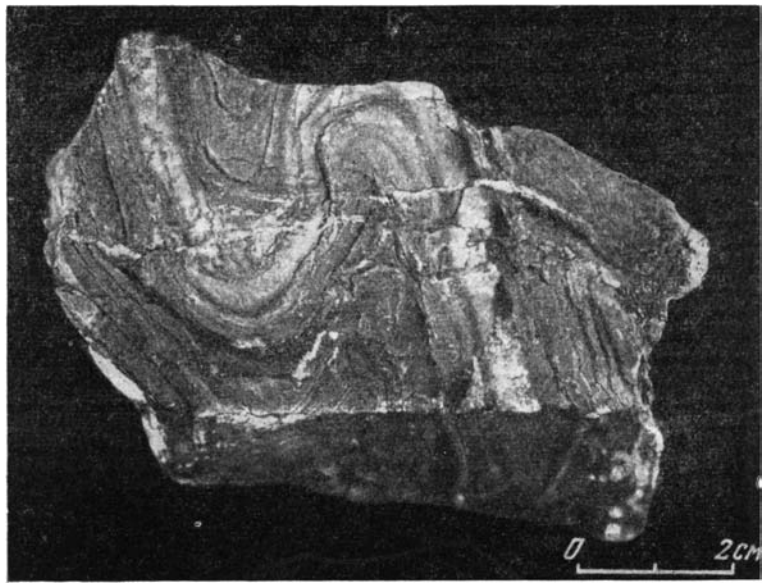
		Мощность, м
Cm_2a (Cm₂ aik)	2. Хлорито-серицитовые сланцы серые, почти черные, сильно обжатые. Вершины холмов увенчаны глыбами жильного кварца	150
»	3. Углисто-хлоритовые сланцы черные	50
»	4. Хлорито-серицитовые сланцы такие же, как в слое 2, мятые, местами гофрированные	70
»	5. Кварцитовые сланцы темно-серые, слагающие собой выдающийся в рельефе гребень	30
»	6. Прослой кристаллических известняков темно-серых, тонкослоистых, интенсивно сплоенных. Простирание 295°. Падение на северо-восток под углом 70°	15
»	7. Кварцевые сланцы, дающие хорошо обнаженные скалистые гривки	50
»	8. Пачка переслаивания черных, по плоскостям сильно обжатых хлорито-серицитовых и тонкослоистых кварцитовых сланцев. Мощность отдельных прослоев колеблется от 0,75 до 2 м	150
»	9. Кварцитовые сланцы, образующие четкий, далеко прослеживающийся слой, слагающий собой узкий гребень	50
»	10. Углисто-хлоритовые, хлорито-серицитовые и кварцитовые сланцы черные, чередующиеся между собой. Хорошо видна свойственная толще интенсивная дислоцированность и гофрировка. Прослои кварцитовых сланцев смяты в мельчайшие складочки, особо отчетливо выступающие на пришлифованных эрозией глыбах (фиг. 51). Хлорито-серицитовые сланцы рассланцованы до листоватости	120



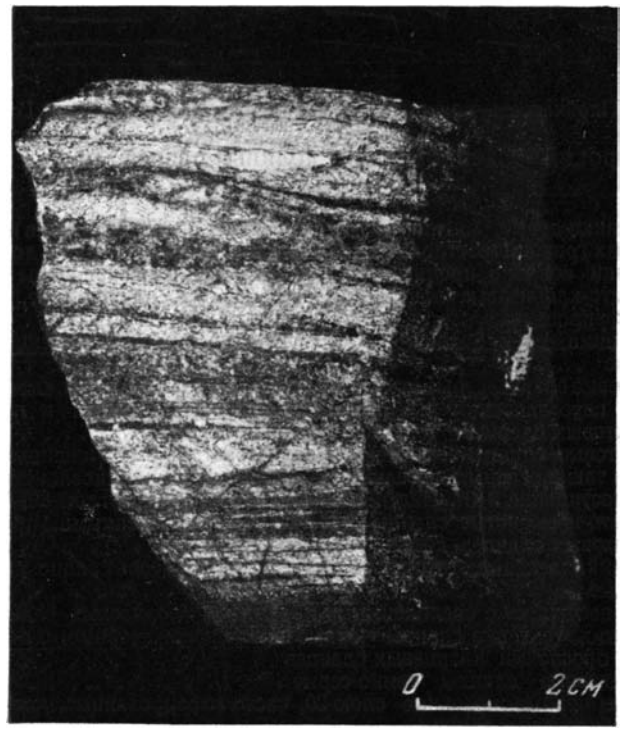
Фиг. 51. Плойчатость кварцитовых сланцев среднего кембрия. Горы Алабас

После широкой задернованной долины разрез продолжается вновь:

		Мощность, м
Cm_2b (Cm₂aik)	11. Известняки серые, мягкие, кристаллические, обнажающиеся в виде небольших гривок. Простирание 320°. Падение под углами от 70 до 90°. Известняки обильно пронизаны кварцем, местами окварцованы	40
»	12. Глинисто-хлоритовые сланцы серые, зеленоватые, сильно мятые, участками сгофрированные	35
»	13. Известняки серые, подобные слою 11. Простирание 290°. Падение вертикальное	20
»	14. Кварцевые сланцы серые, тонкослоистые, сильно гофрированные (фиг. 52)	50
»	15. Пачка переслаивания зеленоватых хлорито-серицитовых и глинисто-кварцитовых сланцев, тонко- и правильно слоистых	80
»	16. Хлоритовые сланцы зеленые, тонколистоватые, с подчиненными прослоями также зеленых песчаников, местами ясно- и тонкослоистых (фиг. 53). Простирание 310°. Падение на северо-восток под углом 60—70°	75
»	17. Глинисто-кремнистые сланцы зеленые, с подчиненными прослоями кварцитовых сланцев, сильно гофрированных	50
»	18. Песчаники зеленые, мелкозернистые, крепкие, очень сильно кливажированные	15
»	19. Те же песчаники с подчиненными прослоями хлоритовых сланцев	30
»	20. Углисто-хлоритовые сланцы черные и зеленовато-чёрные, с подчиненными прослоями кварцевых сланцев	50
»	21. Кварцитовые сланцы темно-серые	20
»	22. Сланцы черные, подобные слою 20, часто гофрированные, дающие хорошо обнаженные гривки	40
»	23. Вторичные кварциты серые, вытянутые в виде скалистого, резко выделяющегося в рельефе гребня	30



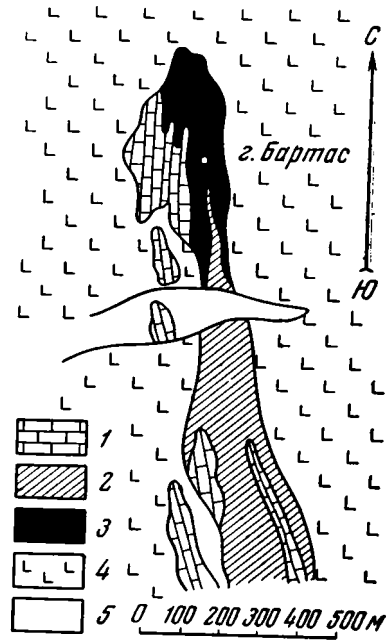
Фиг. 52. Гофрировка кварцитовых сланцев среднего кембрия. Горы Алабас



Фиг. 53. Слоистые песчаники среднего кембрия. Горы Алабас

	Мощность, м
Cm_2b (Cm_2 aik) 24. Вторичные кварциты черные, с острым режущим изломом	30
» 25. Глинисто-хлоритовые сланцы серые, зеленоватые, мелко сгофрированные	50
» 26. Вторичные кварциты, пронизанные целой паутиной тонких прожилков кварца. Слагают высокий гребень. Простирание гривок 290°. Падение на северо-восток под углом 70°	60

Интересный дополнительный материал дают обнажения в районе гребня Бартас, представляющего собой меридионально вытянутый останец среди габбрового массива сопок Саран (фиг. 54). Здесь вскрывается пачка осадочных пород мощностью до 300 м, отвечающая примерно слоям 20—26 предыдущего разреза и состоящая из чередования черных углисто-хлоритовых, кварцитовых и зеленых хлоритовых сланцев, а также известняков и кварцитов.



Фиг. 54. Выходы осадочных пород среднего кембрия среди габбрового массива сопок Саран:

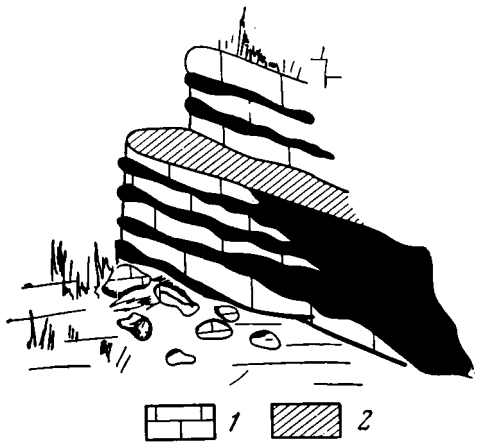
1 — известняки; *2* — сланцы; *3* — кварциты; *4* — габбро и змеевики; *5* — наносы

По простиранию разрез этой пачки меняется, как это видно на фиг. 54. В южной части его преобладают сланцы, среди которых встречаются лишь отдельные линзы известняков мощностью от 5 до 30 м. На севере, по направлению к самой сопке Бартас, полоса известняков расширяется до 150 м, слагая весь западный склон этой возвышенности. Местами известняки сильно рассланцованы и превращены в известняковые сланцы, местами окварцованы. В виде неправильной формы пятен и линз среди них встречены участки уже настоящих черных кварцитов. По направлению на восток окварцованные участки попадаются все чаще и чаще и, наконец, сама сопка Бартас оказывается сплошь сложенной черными ломкими кварцитами. Совершенно очевидно, что кварцит здесь является вторичным, и произошел за счет окварцевания известняка, так как местами встречаются промежуточные разности. Кроме того, в наиболее крупных известняковых линзах хорошо видно, как шел процесс окварцевания. Кварцевые растворы проникали в известняк по слоистости, образуя тонкие (1 — 2 мм) прожилки, резко выдающиеся на поверхностях выветривания породы в виде рубцов. При прослеживании по простиранию можно наблюдать, как эти прожилки раздуваются, сливаются между собой и постепенно переходят в сплошной пласт кварцита (фиг. 55).

Итак, можно сказать, что прослеженный нами разрез имеет много общего с изложенными выше данными по району р. Айкарлы. Здесь также вскрыта мощная и единообразная сланцевая свита, в которой при детальном рассмотрении могут быть выделены две части или две подсвиты. Нижняя (слои 1—10) мощностью около 700 м состоит из переслаивания черных и темно-серых углисто-хлоритовых сланцев, кварцитовых сланцев и кристаллических известняков. Она может быть параллелизована с нижней сланцевой свитой гор Айкарлы, индексируемой В. В. Донских как Cm_2a. Верхняя часть той же толщи (слои 11—26), обнажающаяся к северу от разделяющей их долины, состоит из чередования зеленых, изредка черных и темно-серых хлоритовых, глинисто-хлоритовых и кварцитовых сланцев с подчиненными

прослоями песчаников и известняков. Местами мощность известняковых линз значительно возрастает, местами они подвергаются окварцеванию, а иногда и полностью замещаются кварцитами. Эта верхняя часть свиты, как нам кажется, легко может быть сопоставлена с верхней сланцевой свитой, обозначенной В. В. Донских индексом Cm_2b. Несколько большее количество известняковых прослоев и большая мощность пачки, достигающая здесь 675 м, вероятно, обусловлены большей полнотой разреза. Таким образом, возраст сланцевой пачки гор Алабас, очевидно, также должен быть принят как среднекембрийский.

Следующим пунктом развития средней свиты кембрия, как это указывалось выше, является мелкосопочник, расположенный между горами Ортау и Космурун. Здесь выходы этой толщи пород в свое время были описаны Н.А. Штрейсом и С. Е. Колотухиной под названием космурунской и частично актейлявской свит, также условно отнесенных ими к кембрию. Позже они были обследованы нами. Здесь мы встречаемся с выходами сланцев, представленных черными, серыми и зеленоватыми углисто-серицитовыми и серицито-хлоритовыми разностями с подчиненными прослоями песчаников. Вблизи контакта с гранитным массивом они превращены в хиастолитовые сланцы. Широко развиты известняки, мощность которых, так же, как и в горах Бартас, достигает до 150 и более метров. Известняки представлены двумя разностями, чередующимися между собой — светло-серыми, мягкими, яснослоистыми, в значительной степени перекристаллизованными и черными, толстоплитчатыми. В последних в ряде мест найдены скопления водорослей, к сожалению, оставшихся не определенными.



Фиг. 55. Окварцевание известняков среднего кембрия. Сопки Бартас:

1 — известняк; *2* — кварцит

Наконец, к среднему кембрию, очевидно, должны быть отнесены также выходы аналогичной толщи пород к югу от гор Узеньжал, описанные в 1953 г. А. Г. Гокоевым и Н. М. Чабдаровым под индексом Pt_3. По указанию этих авторов, в состав названной свиты докембрия входят кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые сланцы, темно-серого и зеленоватого цвета, филлиты и кристаллические известняки. В подчиненном количестве встречаются кварцевые и полимиктовые песчаники.

Судя по описанию, толща совершенно однотипна с рассмотренной выше, к тому же при прослеживании ее по простиранию в юго-восточном направлении выходы ее сливаются с выходами фаунистически охарактеризованного среднего кембрия гор Айкарлы и Кенелы, описанного В. В. Донских.

Верхняя свита кембрия в пределах Атасу-Моинтинской структуры имеет довольно ограниченное распространение. С выходами ее мы встречаемся: 1) в районе ст. Киик — в горах Копал, к северу от гор Шунды, а также восточнее — в горах Айкарлы и Кенелы; 2) к северу от уроч. Алтынсынган; 3) в мелкосопочнике Ортатау, что к югу от гор Ишкеульмес.

В районе ст. Киик к данной толще осадков В. В. Донских относит серые и светло-серые мелкозернистые кварцитовидные песчаники, конгломераты с характерной и однообразной галькой белых монолитных кварци-

тов, а также алевролиты и зеленые кремнисто-серицитовые полосчатые сланцы.

Конгломераты, располагающиеся в основании свиты, залегают, по В. В. Донских, обычно на различных горизонтах верхней (Cm_2b), а иногда и нижней (Cm_2a) части сланцевой свиты, что, очевидно, говорит о наличии здесь эрозионного несогласия. В некоторых разрезах конгломераты отсутствуют, замещаясь песчаниками, и тогда несогласие с нижележащими образованиями становится неуловимым.

Разрез описываемой толщи осадков в районе гор Кенелы, по данным В. В. Донских, представляется в следующем виде:

Cm_{2+3} (Cm3k) 1. Конгломераты, по которым участками развиваются вторичные кварциты. Иногда конгломераты выклиниваются, замещаясь песчаниками и алевролитами
» 2. Кварцевый песчаник светло-серый, мелкозернистый
» 3. Частое переслаивание серых алевритов с мелкозернистыми песчаниками. Среди них встречаются прослои серицито-кремнистого сланца мощностью 0,7 м.
» 4. Кварцитовидные песчаники светло-серые
» 5. Кварцитовидные песчаники темно-серые
» 6. Алевритовые глинисто-серицитовые сланцы, зеленовато-серые
» 7. Кварцитовидные песчаники светло-серые
» 8. Слюдистые алевролиты светло-серые
» 9. Слюдистые кварциты светло-серые, микрозернистые
» 10. Кварцитовые песчаники светло-серые

Общая мощность свиты, по В. В. Донских, равна 500 м.

Выше располагаются известняки нижнего ордовика.

Хотя фауны в описываемой свите найдено не было, но положение ее в разрезе между верхней частью сланцевой свиты среднего кембрия и известняками ордовика, перекрывающими ее трансгрессивно и охарактеризованными фауной тремадока и аренига, позволяют сравнительно точно определить ее возраст. В. В. Донских принимает его как Cm_{2+3}.

К северу от уроч. Алтынсынган те же толщи описаны А. Г. Гокоевым и Н. М. Чабдаровым, выделившими их под именем свиты конгломератов и аркозовых песчаников с индексом Pt_4. Идентичность этих образований с развитыми в районе ст. Киик доказана как работами В. В. Донских, так и исследованиями Н. А. Пупышева (1956). Поэтому, не останавливаясь подробно на их описании, отметим лишь некоторые моменты.

Интересно, что, по данным А. Г. Гокоева и Н. М. Чабдарова, конгломераты, представляющие собой сильно рассланцованные породы, залегают здесь резко трансгрессивно прямо на порфироидах, относимых нами к нижней свите кембрия, а этими авторами, как это указывалось выше, к нижнему протерозою. Среди обломочного материала конгломератов, помимо сплюснутых и ориентированных согласно сланцеватости кварцитов протерозоя, имеющих преобладающее значение, встречаются также обломки порфироидов. Местами конгломераты выклиниваются, замещаясь аркозовыми песчаниками, уже сплошь состоящими из продуктов разрушения последних. Это обстоятельство сильно сближает песчаники и порфироиды между собой. Без микроскопа различить их крайне затруднительно.

На те же взаимоотношения аркозовых песчаников и порфироидов для района уроч. Алтынсынган указывали в 1952 г. С. С. Филатов и Е. Р. Семенова-Тяньшанская.

Таким образом, верхняя свита кембрия в районе уроч. Алтынсынган залегает уже явно несогласно на нижележащих образованиях. Та же толща осадков под названием свиты рассланцованных песчаников верхов протерозоя была в 1954 г. описана Е. Н. Сизовой, М. И. Бураковым и Е. Д. Вознесенским в горах Ортатау. Здесь отсутствуют конгломераты, из-

вестные в других районах, и толща представлена исключительно песчаниками, лишь изредка содержащими подчиненные прослои алевролитов. Песчаники глубоко метаморфизованы и рассланцованы, частично превращены в кварциты. Окраска их серо-желтая и розоватая; изредка наблюдаются темно-серые и даже черные разности, намечая, таким образом, слоистость, связанную со сменой окраски. Под микроскопом видно, что песчаники состоят из плохо окатанных зерен полевого шпата (в частности, калиевого полевого шпата), реже циркона и турмалина. Из этого Е. Н. Сизова, М. И. Бураков и Е. Д. Вознесенский делают заключение о том, что исходным материалом для них послужили нижележащие порфироиды. Указанные исследователи составили следующий разрез толщи южного склона гор Ортатау.

Снизу вверх здесь прослежены:

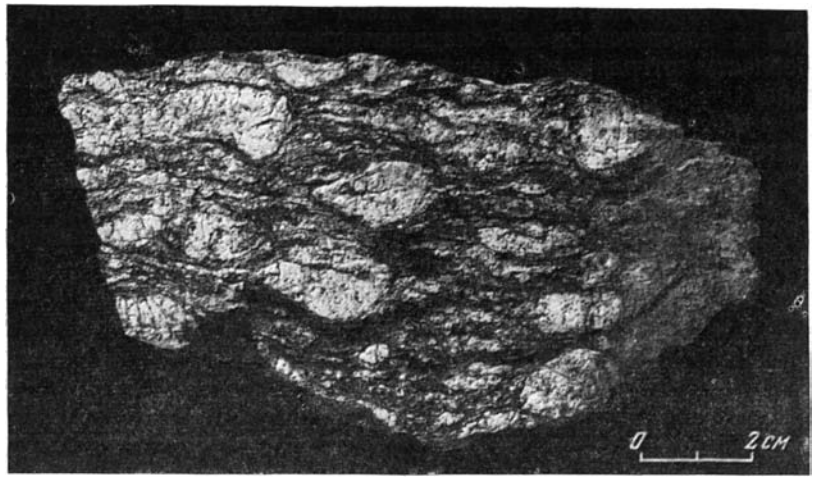
		Мощность, м
(Cm_{2+3} Cm_3k)	1. Песчаники серовато-белые, аркозовые, мелкозернистые, переслаивающиеся с песчаниками желтовато-серого цвета, полимиктовыми. Порода плотная, с неровным изломом	230
»	2. Алевролиты зеленовато-бурые, сильно рассланцованные, окремнелые	170
»	3. Песчаники серовато-желтые, аркозовые, толстоплитчатые, грубо- и среднезернистые, тонкорассланцованные	270
»	4. Песчаники темно-серые и черные, среднезернистые, неяснослоистые. Окраска обусловлена, очевидно, рудным минералом. Преобладают полимиктовые песчаники	600

Мощность всей толщи песчаников Е. Н. Сизова принимает равной 1500 и даже до 2000 м.

Итак, подводя итог всему сказанному о верхней свите кембрия, необходимо отметить, что: 1) во всех описанных пунктах она сложена однотипной толщей терригенных пород; 2) характерно трансгрессивное налегание ее на нижележащие образования через базальные конгломераты, содержащие гальки белых кварцитов протерозоя, порфироидов и темных сланцев кембрия; 3) в тех случаях, когда конгломераты отсутствуют, они замещаются по простиранию аркозовыми песчаниками, состав обломочного материала которых также указывает на перемывание нижележащих толщ; 4) наблюдается незначительная фациальная изменчивость толщи, отмеченная рядом исследователей; 5) возраст толщи определяется ее положением между сланцевой толщей, охарактеризованной фауной верхов среднего кембрия, с одной стороны, и известняками низов ордовика, с другой. Принимая во внимание трансгрессивное залегание свиты на нижележащих образованиях, мы считаем более правильным целиком относить ее к верхнему кембрию, а не обозначить ее индексом Cm_{2+3}, как это делает В. В. Донских.

ИНТРУЗИИ КЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ

Описание образований кембрия Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия было бы неполным, если бы мы не коснулись тесно связанных с ними интрузивных пород, обозначенных на карте индексом γ_1. К интрузиям этого возраста могут быть отнесены массивы Узеньжал и Алабас, а также ряд мелких, неподдающихся картированию штоков и пластовых тел среди докембрийских гранито-гнейсов. Данные о них крайне скудны, но, судя по материалам А. Г. Гокоева и Н. М. Чабдарова, М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), а также И. И. Вишневской (1958), здесь развиты серые и розовато-серые крупнозернистые и среднезернистые биотитовые гранито-гнейсы с сланцеватой и бластопорфировой структурой (фиг. 56 и 57). Полосами и зонами они интенсивно катаклазированы и превращены в очковые и линзовидно-полосчатые породы. В зависимости от характера



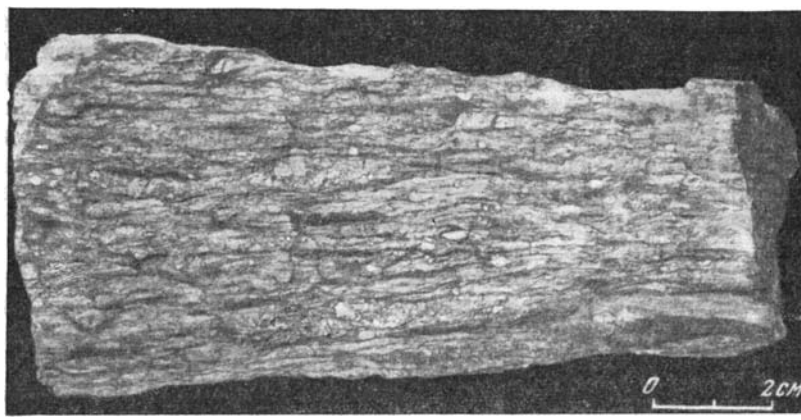
Фиг. 56. Порфировидный гранито-гнейс. Горы Алабас

вкрапленников полевого шпата и кварца, их соотношений с основной массой, а также степени метаморфизма здесь могут быть выделены следующие группы пород.

Порфировидные гранито-гнейсы грубо рассланцованные, с отчетливо выраженной порфировидной структурой. Порфировидные выделения принадлежат калиевому полевому шпату, микроклину или ортоклаз-пертиту, зерна которого часто имеют элипсоидальную форму и достигают величины 1—2 см. При выветривании они обычно выпадают из породы, образуя в пониженных частях рельефа скопления наподобие галечника.

Очковые гнейсы отличаются от предыдущих лишь тем, что порфировые выделения катаклазированного калиевого полевого шпата и кварца вытянуты в виде линз, напоминающих по своей форме глазки.

Порфирогнейсы характеризуются отчетливо выраженной гнейсовой текстурой. Местами они сильно перемяты, до состояния плойчатых



Фиг. 57. Тонкополосчатый гранито-гнейс. Горы Алабас

сланцев. Порфиробласты обычно имеют округлое очертание, реже вытянуты в соответствии со сланцеватостью пород. От основной массы порфиробласты отграничены нерезко, трещиноваты и имеют зазубренные очертания.

Серицито-кварцевые породы, связанные с зонами наиболее интенсивного катаклаза, обладают характерной полосчатой структурой, обусловленной чередованием полос кварцевого и серицитового состава. Форма полос часто линзовидная. Среди общей серицито-кварцевой массы иногда наблюдаются раздробленные зерна полевого шпата и кварца (бывшие вкрапленники).

Жильная серия кембрийских гранито-гнейсов представлена в основном аплитами и гранодиорит-порфирами, редко лампрофирами. Все они сильно изменены, так что первичная природа их устанавливается с трудом; меньше других изменены аплиты. Кроме того, часто встречается кварц, образующий жилы мощностью от 1 до 2 м, а также целую паутину мелких прожилков, пронизывающих породы в самых различных направлениях.

Форма массивов Алабас и Узеньжал различна. Первый представляет собой небольшой шток, едва достигающий 8 км в поперечнике, близкий к округлой форме. Он расположен среди кварцитов и микрокварцитов протерозоя, интенсивно перемятых и дислоцированных. Несмотря на сложную внутреннюю структуру последних, они образуют в целом подобие крупного купола, со всех сторон окруженного выходами кембрия, ордовика и других образований палеозоя. В центре этой куполообразной структуры и располагается Алабасский шток. Возможно, что округлая форма его в значительной мере определяется характером залегания вмещающих пород.

Массив Узеньжал, в отличие от Алабасского, имеет характер пластовой залежи, приуроченной к кембрийским образованиям так называемого Алтынсынганского глыбового поднятия. Он вытянут в северо-западном направлении и несколько дугообразно изогнут. Длина его достигает 35 км при ширине около 5 км. Главная часть этого пластового тела расположена на контакте нижней и средней свит кембрия. Лишь на коротком отрезке, в юго-восточной части массив является секущим, прорезая породы средней свиты, а далее по разлому соприкасаясь с образованиями верхнего кембрия.

Что касается возраста описываемого интрузивного комплекса и взаимоотношения его со вмещающими породами, то необходимо отметить следующее. Активные контакты гранито-гнейсов с породами протерозоя (массив Алабас), порфироидами и сланцевыми толщами среднего кембрия (массив Узеньжал) отчетливо выступают при картировании. Это подтверждается наличием многочисленных апофиз гранито-гнейсов во вмещающих породах, проникновением в них жильной серии, а также наблюдающимися контактовыми изменениями. Последние выражаются в процессах мигматизации, фельдшпатизации и грейзенизации, а также в ороговиковании и осветлении пород и появлении в них ряда контактовых минералов (например, андалузита).

Все эти явления с несомненностью указывают на послесреднекембрийский возраст описываемого интрузивного комплекса. Важно отметить при этом, что фауна Cm_2, упоминавшаяся нами выше, найдена в непосредственной близости от массива Узеньжал. Отдельные местонахождения ее расположены в нескольких километрах к западу от контакта с гранито-гнейсами, среди той же сланцевой толщи, в которой залегает массив.

Отчетливых соотношений интрузивов с образованиями верхнего кембрия, к сожалению, нигде не наблюдалось. Контакты с ними или являются тектоническими, или задернованы. Однако, по мнению А. Г. Гокоева и Н. М. Чабдарова, толща пород, относимая в настоящий момент к верхнему

кембрию [1], перекрывает гранито-гнейсы трансгрессивно. На это указывает минералогический анализ аркозовых песчаников и конгломератов базальных горизонтов толщи в районе массива Узеньжал, содержащих схожие обломки и, в частности, изобилующих турмалином, являющимся одним из основных минералов среди акцессориев гнейсированных гранитов и гранито-гнейсов.

Наличие перерыва и несогласия между образованиями среднего и верхнего кембрия, отмеченное нами выше, также указывает на вероятность внедрения описываемых интрузивов именно в это время. Добавим к этому, что внешний облик гранито-гнейсов, характер их структур и текстур свидетельствуют о том, что они древнее всех других интрузивных комплексов, развитых в пределах описываемой области. В частности на доордовикские граниты γ_2, хорошо известные в южной части Бет-Пак-Далы, они не похожи и имеют несравненно более древний облик. Поэтому едва ли следует выводить их за пределы кембрийской системы.

Наконец, близость состава описанных интрузий к некоторым разностям порфироидов, а также территориальная связь их между собой, выражающаяся в том, что и те и другие приурочены исключительно к области Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, с нашей точки зрения, говорит о наличии здесь в это время единого магматического очага, вначале давшего описанные эффузивные образования, затем, после некоторого перерыва, ряд интрузивных тел.

Учитывая все сказанное, мы присоединяемся к мнению А. Г. Гокоева и Н. М. Чабдарова и помещаем эти интрузивы, хотя и условно, между средней и верхней свитами кембрия, связывая время внедрения их с имевшей здесь место фазой складчатости.

Подытоживая теперь все изложенные нами материалы об образованиях кембрия Атасу-Моинтинского антиклинория, мы видим, что последние представлены весьма разнообразной серией пород, характеризующейся наличием как осадочных, эффузивных, так и интрузивных фаций. Стратиграфическая последовательность выделенных здесь свит, их состав, мощность, а также положение среди них интрузий отображены в прилагаемой ниже табл. 11.

Для удобства дальнейшего изложения свитам даны наименования согласно тем географическим пунктам, в которых они наиболее характерно представлены.

Остановимся кратко на возрасте выделенных свит. Для двух верхних он не вызывает сомнений. Айкырлинская свита охарактеризована фауной среднего кембрия, к которому она и должна быть отнесена. Киикскую свиту, отделенную от нее несогласием, достаточно длительным, так как к нему, очевидно, было приурочено внедрение интрузий гранито-гнейсов (γ_1Cm), с нашей точки зрения следует относить к верхнему отделу этой системы. В пользу этого говорит также отмеченное выше перекрытие терригенных пород киикской свиты известняками с фауной нижнего ордовика. Что касается возраста нижней, алтынсынганской свиты, то на нем необходимо остановиться несколько подробнее.

Как указывалось уже выше, эта свита впервые была описана и отнесена к нижнему протерозою А. Г. Гокоевым, а вслед за ним и рядом других исследователей. Основанием для этого послужили, во-первых, значительный метаморфизм развитых в ней вулканических толщ, во-вторых, сравнение с другими районами Казахстана, в первую очередь с районом Кокчетау, где близкие по составу образования под индексом Pt_1 были описаны Е. Д. Шлыгиным и М. А. Абдулкабировой (Абдулкабирова, 1949). Таким

---

[1] А. Г. Гокоев и Н. М. Чабдаров в 1953 г. описывали ее под индексом Pt_4 (самые верхи протерозоя).

Таблица 11

Сводный разрез кембрия Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия

Возраст	Свита	Мощность, м		Состав пород
Cm_3	Киикская Cm_3k	от 500 до 1500		Кварцитовые и аркозовые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и кремнисто-серицитовых полосчатых сланцев. Конгломераты со сплюснутой галькой белых кварцитов порфироидов, темных сланцев и гранито-гнейсов.
	Интрузии гранито-гнейсов γ_1Cm			
Cm_2	Айкырлинская Cm_2aik		675	Вверху зеленые и зеленовато-серые хлорито-серицито-глинистые и кремнистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников и известняков. Местами мощность известняковых линз значительно возрастает. Иногда они частично или полностью замещаются кварцитами.
		до 1400	700	Внизу черные и темно-серые углисто-глинисто-серицитовые и хлорито-серицито-кремнистые сланцы с прослоями песчаников и линзами мраморизованных известняков с фауной трилобитов. Контакт неясен.
Cm_1	Алтынсынганская Cm_1al	1800		Фациально изменчивая толща кислых эффузивов, представленная обычно катаклазированными кварцевыми и дацитовыми порфирами, их туфами и агломератами, внизу содержащими прослои андезитовых порфиритов. Характерен неравномерный, в целом весьма интенсивный метаморфизм с образованием типичных порфироидов и даже чешуйчатых ортосланцев.

образом, свита порфироидов, как ее именовал А. Г. Гокоев, помещалась им в основание колонки Атасу-Моинтинского района со знаком Pt_1. Выше последовательно располагались кварциты — Pt_2, толща темных сланцев и филлитов — Pt_3, и, наконец, свита аркозовых песчаников — Pt_4. После работ В. В. Донских и Н. А. Пупышева и др., как это ясно из данного выше описания, свиту Pt_3 (по Гокоеву) по аналогии с районом гор Айкырлы следует относить к среднему кембрию, а свиту аркозовых песчаников — к верхнему отделу той же системы.

Таковы изменения, внесенные в разрез Атасу-Моинтинского антиклинория за последние годы.

Так как песчаники и конгломераты киикской свиты образовались в значительной мере за счет переотложения материала пород алтынсынганской, то

верхним возрастным пределом последней является верхний кембрий, с другой стороны, структурное положение выходов порфироидов показывает, что они располагаются стратиграфически выше, а не ниже кварцитов протерозоя. Действительно, несмотря на весьма сложное тектоническое строение рассматриваемого участка, можно говорить о том, что в центральной части Атасу-Моинтинской структуры мы имеем дело с весьма обширной синклиналью, открытой в юго-восточном направлении. Северным, западным и южным бортами ее служат кварцитовые толщи протерозоя гор Желдытау, Алабас и др. Вулканогенные образования алтынсынганской свиты выстилают внутреннюю часть этого прогиба, покрываясь далее осадками среднего и верхнего кембрия и ордовика. Поэтому едва ли было бы правильно помещать их ниже кварцитовых толщ протерозоя. А если это так, то само положение алтынсынганской свиты, располагающейся выше образований протерозоя и ниже осадков среднего и верхнего кембрия, указывает на то, что она, хотя бы условно, должна быть отнесена к нижнему отделу последнего.

Заканчивая на этом описание кембрийских отложений Бет-Пак-Далы, укажем, что проведенное детальное рассмотрение разрезов разных структурных элементов позволяет сделать следующие выводы.

1. Образования кембрия как прогнутых, так и поднятых структур отчетливо подразделяются на три части. При этом нижняя из них, относимая к Cm_1, повсеместно сложена вулканогенными образованиями, средняя — преимущественно сланцевыми толщами с подчиненным развитием песчаников, известняков и кремнистых пород, верхняя, часто залегающая с несогласием, имеет исключительно терригенный состав.

2. Находки фауны среднего кембрия в средних свитах позволяют уверенно сопоставлять разрезы структур различных знаков (центральный грабен и Атасу-Моинтинский антиклинорий).

3. При общем сходстве строения осадков кембрия поднятых и прогнутых структур должны быть отмечены также весьма интересные фациальные изменения разреза, менее ощутимые в двух верхних свитах и резче выраженные в нижней. Так, нижний кембрий центрального грабена и Прибалхашского прогиба характеризуется наличием мощных вулканогенных толщ основного и пластовых интрузий диабазового составов. В области же Атасу-Моинтинского антиклинория в это время происходит накопление кислых лав и их пирокластов, имеющих континентальный характер. Кроме того, здесь известны интрузивные массивы кислого состава (гранито-гнейсы). Указанное различие разрезов, несомненно, связано с тектонической историей Бет-Пак-Далы. Подробнее на этом вопросе мы остановимся в конце настоящей работы (см. гл. III).

ИНТРУЗИИ ДООРДОВИКСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Прежде чем переходить к описанию образований ордовикской системы, необходимо хотя бы кратко остановиться на характеристике интрузивных тел, появившихся на территории Бет-Пак-Далы в отрезок времени между кембрием и ордовиком. Интрузии этого возраста очень немногочисленны и известны в юго-восточной части Джильтавской глыбы (северная часть Чу-Илийских гор), а также в области шва Бурунтавского геоантиклинального поднятия и Джалаир-Найманского грабена (район колодца Майтюкен-Дарбаза).

Возможно к этой группе следует относить также несколько мелких тел, закартированных в 1950 г. Э. К. Вильцингом и др. в пределах Чуйской глыбы, однако возраст их из-за отсутствия точных данных остается пока условным.

Здесь массивы доордовикского возраста были описаны И. В. Хохловым и З. И. Мининой, а также Л. С. Зоненшайном. Эти массивы вытянуты в виде цепочки по северному краю полосы архейских пород гор Анрахай-Тюлькули. Кроме того, известен один массив северо-восточнее, на линии разлома, идущего у гор Шольадыр.

Как правило, все это некрупные штоки, форма и величина которых различна. Наиболее южный из них, располагающийся между долинами рек Ащису и Кстаусай, имеет форму узкого веретенообразного тела, достигающего 18 км длины и 2—2,5 км ширины. Более крупными размерами характеризуются массивы, расположенные северо-западнее. Один из них, ограниченный долинами рек Копа и Конур, имеет размеры 20 × 15 км, другой, ограниченный долинами рек Жиланды и Тесик,— 20 × 4 км. Форма первого, с запада срезанного линией разлома, более изометрична, второй также имеет вид узкой полосы, причем ориентировка его уже близка к широтной. Наконец, два небольших удлиненных тела гранитоидов наблюдаются к юго-востоку от родника Кундуз и к северу от гор Тюлькули.

Что касается массива Шольадыр, расположенного северо-восточнее, то он также имеет вытянутую в северо-западном направлении форму, причем на юго-западе можно наблюдать активный контакт его с образованиями архея, далее срезанными разломом.

Характерен состав описанных массивов. Они сложены серо-розовыми катаклазированными, крупнозернистыми гранитами, частью биотитовыми, частью лейкократовыми адамеллитами, плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Встречаются также гранит-порфиры. Отличительной особенностью всех этих пород является чрезвычайно интенсивный катаклаз, изменение, а иногда и огнейсованность, выделяющая их среди остальных интрузий района.

Под микроскопом, по данным И. В. Хохлова, Л. П. Зоненшайна и их соавторов, среди гранитоидов могут быть выделены следующие группы пород:

Катаклазированные граниты, состоящие из пертитизированного калиевого полевого шпата (30—45%), серицитизированного кислого плагиоклаза (25—30%), кварца (30—45%) и биотита, полностью замещенного хлоритом. Из акцессориев встречены: циркон, сфен, апатит, рудные. В результате катаклаза кварц имеет резко выраженное волнистое погасание, трещиноватость, часто превращен в мелкозернистый агрегат зерен с неровными зазубренными контурами. Полевые шпаты также трещиноваты, характеризуются волнистым погасанием, иногда изогнуты; изредка наблюдается излом двойниковых полос.

Некоторые разности гранитов настолько сильно катаклазированы, что превращены собственно уже в брекчию с наличием лишь отдельных участков с более или менее не нарушенной первичной структурой биотитовых гранитов, промежутки между которыми заполнены тонкодробленным материалом, как бы цементирующим участки и зерна первичной породы. Все минералы трещиноваты, характеризуются наличием микросдвигов, а также изломом двойниковых полос.

Адамеллиты биотитовые и биотито-роговообманковые, сильно измененные, состоят из равных количеств плагиоклаза (35—40%) и пертитизированного калиевого полевого шпата (30—36%), а также кварца (25—20%), биотита и роговой обманки (6—10%).

Изменение пород выражается в пелитизации полевых шпатов, серицитизации и эпидотизации плагиоклаза, хлоритизации биотита, замещении актинолитом роговой обманки и, наконец, в резком катаклазе и трещиноватости.

Плагиограниты отличаются от адамеллитов тем, что количество плагиоклаза в них достигает 55—60%. Калиевый полевой шпат отсутствует полностью или содержится в ничтожных количествах. Породы местами огнейсованы.

Гранодиориты состоят из плагиоклаза, олигоклаза — андезита (до 60%), кварца (до 25%), калиевого полевого шпата (8%), разложенных темноцветных минералов — биотита и роговой обманки (от 10 до 20%).

Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, рудный минерал. Интенсивный катаклаз, метаморфизм и огнейсованность остаются характерными и для этих пород.

Кварцевые диориты имеют гипидиоморфную структуру, состоят из плагиоклаза (около 65—70%), разложенных темноцветных минералов — роговой обманки и биотита (до 15%), единичных зерен калиевого полевого шпата.

Акцессории: сфен, апатит, циркон. Вторичные изменения минералов проявлены широко. Плагиоклаз альбитизирован и испещрен серицитом и кальцитом; роговая обманка и биотит нацело замещены хлоритом и карбонатом; кварц волнисто угасает.

Гранит-порфиры — имеют порфировую и микрогранитовую, а иногда сферолитовую структуру основной массы. Порфировые выделения представлены кварцем, пелитизированным калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и единичными зернами темноцветного минерала, нацело замещенного мусковитом. Основная масса состоит из кварца, ортоклаза, альбита, серицита и скоплений карбоната, а иногда из тонковолокнистого срастания кварца и щелочного полевого шпата в форме сферолитов; промежутки между сферолитами заполнены микрочешуйчатым серицитом и кальцитом.

Порода сечется тонкими трещинами катаклаза.

В заключение укажем, что среди жильных пород описываемого интрузивного комплекса встречаются дайки сильно измененных гранит-порфиров и диорит-порфиритов. Степень изменения их такова, что породы превращены в кварцево-слюдисто-полевошпатовые агрегаты. Лишь по форме залегания распознается жильная природа их.

Особо большое количество даек наблюдается в массиве междуречья Копалы — Конур. Дайки здесь секут массив в двух взаимопоперечных направлениях — на северо-запад под углом 315—320° и на северо-восток под углом 40—45°.

Возрастное положение описанного комплекса гранитоидов в пределах Джильтавской глыбы устанавливается на основании следующих данных. Все массивы имеют активный контакт с образованиями архея, некоторые из них (массив к юго-востоку от колодца Кундуз) — с вулканическими толщами рифея. С другой стороны, как это хорошо видно на самом южном массиве, расположенном между долинами р. Ащису и Кстаусай, гранитоиды γ_2 непосредственно перекрываются фаунистически охарактеризованными осадками копалинского горизонта среднего ордовика (O_2^1l), в основании содержащего горизонт конгломератов, среди обломочного материала которых отмечена многочисленная галька срезанных ими интрузий.

Кроме того, в низовьях лога Жингильды наиболее северный массив описываемого комплекса прорывается диоритами, возраст которых устанавливается как досилурийский (γ_3). Все это указывает на то, что внедрение описываемых массивов происходило в отрезок времени между рифеем и лланвирном.

Есть основание думать, однако, что интервал этот должен быть сужен до отрезка кембрий — ордовик. Указания на это мы находим в районе гор Кандыктас, где интрузии близкого состава были описаны К. И. Дворцовой

в 1953 г. под именем курдайского комплекса. Возраст последнего устанавливается совершенно отчетливо, так как, с одной стороны, входящие в его состав интрузивные массивы дают активный контакт с отложениями кембрия, с другой — прерываются фаунистически охарактеризованными образованиями тремодока.

Территориальная близость интрузий курдайского комплекса и Чу-Илийских массивов, а также петрографическое их сходство позволяет, как нам кажется, говорить о том, что внедрение их происходило одновременно.

РАЙОН КОЛОДЦА МАЙТЮКЕН-ДАРБАЗА

Как указывалось выше, интрузии располагаются вдоль линии краевого разлома, отделяющего Бурунтавское геоантиклинальное поднятие от Джалаир-Найманского грабена. Здесь известны три массива. Наиболее крупный из них расположен в 2,5 км к западу от колодца Майтюкен-Дарбаза и имеет вытянутую в меридиональном направлении форму. Длина его 6 км, ширина 2 км. Второй массив находится в 0,5 км к востоку от колодца и имеет неправильную, близкую к треугольной форму. Общая площадь его равна 4 км^2. Наконец, третий, самый незначительный по величине массив располагается в 8 км к югу от колодца.

Указанные интрузии в 1950 г. были описаны Э. К. Вильцингом и И. В. Хохловым. Позже (1956—1957 гг.) обследованы В. С. Коптевым-Дворниковым и О. С. Полквой. Согласно материалам названных исследователей, можно говорить о том, что в составе западной Майтюкен-Дарбазинской интрузии преобладают гранодиориты средне- и мелкозернистые, иногда порфировидные. Окраска пород светло-серая. Они сложены плагиоклазом (№ 36), калиевым полевым шпатом, кварцем и зеленой роговой обманкой (C : Ng = 18°). Вкрапленники, представленные плагиоклазом и кварцем, составляют 5—7% от общей массы породы.

В краевых частях гранодиориты постепенно сменяются кварцевыми диоритами — темно-серыми, мелкозернистыми, состоящими из зеленой роговой обманки (C : Ng = 17°), плагиоклаза (№ 48—50) и кварца.

Диориты в свою очередь переходят в габбро. Преобладающей разностью являются крупнозернистые роговообманковые габбро, сложенные роговой обманкой (C : Ng = 18°) и плагиоклазом (№ 52), в небольшом количестве наблюдаются апатит и магнетит. Структура пород крайне неоднородна: равномернозернистые габбро участками сменяются мелкозернистыми и среднезернистыми разностями. Наблюдается незакономерное чередование пород с такситовыми, полосчатыми и порфировидными структурами. Местами габбро сильно катаклазировано и милонитизировано. Простирание зон милонитизации широтное. Иногда одновременно с милонитизацией происходит окварцевание.

В гранодиоритах наблюдаются зоны, обогащенные ксенолитами кварцитов протерозоя и меланократовых пород диоритового состава, иногда достигающих по площади до 20 м^2.

Жильная серия интрузий представлена дайками двух этапов: раннему этапу отвечают мелкозернистые жильные граниты и аплиты, к позднему этапу относятся гранит-порфиры, диорит-порфириты и габбро-диабазы.

Жильные граниты и аплиты представлены пологопадающими дайками северо-западного и северо-восточного простираний, мощностью до 10 м. Они обычно мелкозернисты, обладают розовой окраской и состоят из кварца (40%), зерен розового калиевого полевого шпата (40%) и плагиоклаза (15—20% — олигоклаз № 27); в небольшом количестве содержится биотит.

Гранит-порфиры и плагигранит-порфиры слагают дайки северо-восточного и северо-западного простирания, мощностью 10—20 м. Они обладают

розовой или розовато-желтой окраской и сложены полевыми шпатами и кварцем. Структура пород порфировая, вкрапленники составляют 10—15% и представлены зернами кварца и плагиоклаза величиной от 0,5 до 3 мм.

Дайки диорит-порфиритов и габбро-диабазов, слагающие на местности невысокие холмы, имеют северо-восточные и северо-западные простирания с крутыми углами падения. Это также мелкозернистые, плотные, темно-серые или буровато-серые породы. Габбро-диабазы содержат темно-зеленую роговую обманку (C : Ng = 19°), плагиоклаз (лабрадор № 52—54), а из акцессорных минералов — апатит и магнетит; в некоторых участках встречаются сферолиты размером 5 мм в поперечнике. Иногда присутствуют вкрапленники плагиоклаза.

В составе диорит-порфиритов, кроме плагиоклаза (андезит № 36), присутствует моноклинный пироксен (C : Ng = 38°); оба эти минерала образуют вкрапленники.

Интрузии Майтюкен-Дарбаза расположены в поле развития образований рифея и протерозоя, с которыми они дают активные контакты. С другой стороны, выходящие в 5—7 км к югу конгломераты лландейло буквально переполнены их галькой. Это обстоятельство, а также сходство этих массивов с массивами Джильтавской глыбы, позволяют отнести их к досреднеордовикскому интрузивному комплексу.

ЧУЙСКАЯ ГЛЫБА

Ряд массивов района Чуйской глыбы, по общему облику и составу близких к охарактеризованным выше и также отличающихся сильным катаклазом, разгнейсованностью и прочими явлениями, отсутствующими в более молодых интрузивных комплексах, описаны Э. К. Вильцингом, И. В. Хохловым в 1950 г. Мы позволим себе не останавливаться подробно на характеристике этих массивов, так как она дана в указанной выше работе, отметим лишь кратко, что в интересующую нас группу попадают следующие массивы.

1. Акбасставский массив, расположенный к западу от гор Акбасстау и вытянутый в широтном направлении. Он сложен интенсивно разгнейсованными лейкократовыми гранитами, мусковитовыми разгнейсованными гранодиоритами, роговообманково-биотитовыми порфировидными гранитами и прочими разностями. Характерна целая серия переходов от гранитов к гранодиоритам и более основным породам.

2. Южно-Домбралинский гранодиоритовый массив, также отличающийся катаклазом и разгнейсованностью и расположенный в 8 км к югу от гор Домбралытау. Здесь развиты биотитовые граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры и пр.

3. Юалинский адамелитовый массив, в 3 км к югу от колодца Юала, сложен серыми двуслюдяными адамелитами, местами интенсивно катаклазированными.

4. Наконец, ряд мелких интрузий, расположенных близ северо-восточного окончания Тасбулакской мульды (не помечены на нашей карте).

Что касается всех перечисленных интрузий, то известно только, что они прорывают образования протерозоя, с которыми дают активные контакты и перекрываются осадками нижнего и среднего девона. Поэтому отнесение их к досреднеордовикскому времени чисто условно и основано на сходстве с охарактеризованными выше массивами Джильтавской глыбы и района колодца Майтюкен-Дарбаза.

Отметим одну весьма любопытную особенность — все массивы Чуйской глыбы расположены в зоне разлома, ограничивающего эту структуру с юго-востока (см. фиг. 1). На продолжение той же тектонической линии попадают массивы колодца Майтюкен-Дарбаза. Это увязывает их между собой в структурном отношении.

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К отложениям ордовика на территории Бет-Пак-Далы относится мощный комплекс терригеновых осадков, зачастую обладающих характерными признаками флиша, в меньшей степени — толща карбонатных пород. Вулканические образования в отложениях этого возраста почти отсутствуют, встречаясь лишь в виде редких подчиненных прослоев.

В противовес ранее разобранным системам, фаунистические находки в породах ордовика не только не являются редкостью, но в некоторых разрезах и горизонтах весьма обильны. В связи с этим здесь уже достаточно обоснованно могут быть выделены отделы и даже ярусы.

Чрезвычайно показательно распространение образований рассматриваемого возраста. Лишь в некоторых структурах они развиты широко, на значительной же территории или отсутствуют совсем, или встречаются крайне редко. Резко меняются их фации. Все это говорит о дальнейшем тектоническом расчленении описываемой области, находящем свое отражение как в распределении осадков, так и в их фациях.

Наиболее широко отложения ордовика развиты в районе центрального грабена, где они слагают ряд полос и клиньев, зажатых между разломами. Выходы их протягиваются от северо-западной оконечности Джалаир-Найманского грабена (уроч. Қарабек, могила Қипчикбай) через горы Агашджайляу, лог Қаратал и горы Майжарлыган в район Чу-Илийских гор. Кроме того, обширные поля отложений ордовика наблюдаются в Сарытумской структуре — к югу от уроч. Акжал.

В пределах Западно-Балхашского геосинклинального прогиба ордовик развит более ограниченно. С выходами его здесь мы встречаемся вдоль юго-западного борта Прибалхашского прогиба, а именно — по краю Каибского массива, к северу от уроч. Акжал и на берегу залива Аккерме. Незначительные пятна отложений этого возраста известны также в Сасырлыкском прогибе — в мелкосопочнике гор Қызылжар и Қызылша (северо-восточное крыло структуры). Наконец, изолированные выходы ордовика наблюдаются на территории Акдолинского поперечного поднятия — в районе к западу от колодца Матуртюбек, а также в горах Қызылтас и к югу от них.

В положительных структурах с образованиями ордовика мы встречаемся лишь в области Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, где осадками этой системы заняты обширные поля к югу от гор Бурлытау, между горами Актау и уроч. Алтынсынган, в бассейне р. Чажагай, к северу от гор Айгуршкан и близ ст. Киик. В Чуйском же и Бурунтавском геоантиклинальных поднятиях отложения ордовика отсутствуют.

Рассмотрим последовательно все указанные области.

ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ГРАБЕНА

Джалаир-Найманский грабен

Как указывалось выше, самое широкое распространение образования ордовика имеют в пределах Джалаир-Найманского грабена, где они достигают громадных мощностей и характеризуются наиболее полными разрезами. Следует отметить при этом, что осадки нижнего отдела ордовика развиты довольно ограниченно и известны главным образом на юго-востоке, в пределах Чу-Илийских гор, в меньшей степени в горах Акжал, а также на крайнем северо-западе, в районе могилы Қипчакбай. Осадки среднего и верхнего ордовика распространены значительно шире и выполняют значительную часть этой структуры. Начнем описание последней с района Чу-Илийских гор, являющихся своего рода эталоном.

Район Чу-Илийских гор

Этот район изучался многими геологами, среди которых необходимо отметить Д. И. Яковлева, А. В. Пейве, И. В. Хохлова, Л. П. Зоненшайна и др. В 1951—1956 гг. громадная работа была проделана Б. М. Келлером, Т. Б. Рукавишниковой, М. Н. Чугаевой и другими геологами и палеонтологами, разработавшими прекрасный эталонный разрез ордовика Чу-Илийских гор и давшими монографическое описание встреченных в нем групп ископаемых (Келлер, 1956). Так как в общем обзоре стратиграфии Чу-Илийских гор, данном Б. М. Келлером, приведен ряд конкретных разрезов и рассмотрена палеонтологическая характеристика выделенных горизонтов, то мы позволим себе не останавливаться на этих вопросах. Разберем лишь кратко сводную колонку рассматриваемой области, необходимую нам для сравнения с другими районами Джалаир-Найманского грабена.

Нижний отдел. Наиболее древними среди отложений ордовика Чу-Илийских гор являются образования нижнего отдела, в пределах которого выделяются две части. Нижняя, представленная акжальской свитой (фиг. 58), имеет ограниченное распространение и известна лишь к северу от архейского массива гор Анрахай—по р. Копалы, а также к северо-западу от нее, в области так называемого Копалинского блока. Она начинается горизонтом мелкогалечных конгломератов и кварцевых песчаников, залегающих резко трансгрессивно на гнейсах и слюдяных сланцах архея. Выше располагается пачка карбонатных пород, представленных серыми и синевато-серыми известняками, среди которых встречаются многочисленные членики криноидей, реже крупные гастроподы (*Euomphalus* sp.) и организмы невыясненного систематического положения, напоминающие одиночные кораллы. Литологическое сходство, а также одинаковое стратиграфическое положение акжальской свиты с агалытасским горизонтом Кандыктасских гор (Келлер и др., 1956) позволяют отнести ее к тремадокскому ярусу, точнее — к верхней его части.

Мощность акжальской свиты по р. Копалы измеряется 40—50 м.

К верхней части нижнего ордовика, условно к аренигскому ярусу, в Чу-Илийских горах относится пачка розоватых неслоистых известняков с прослойками сланцеватых глин и песчаников, мощностью в 150 м. Местами в основании пачки появляется горизонт основных эффузивов.

Палеонтологическая характеристика этой части разреза весьма слаба — здесь встречено лишь несколько трилобитов и брахиопод плохой сохранности. Поэтому аренигский возраст данной толщи основывается главным образом на ее положении в разрезе. По аналогии с более западными районами Бет-Пак-Далы (Келлер, 1954) описываемая пачка получила название кагашикского горизонта. Последний имеет в Чу-Илийских горах крайне ограниченное распространение, встречаясь лишь на северном склоне гор Тюлькули к западу от долины р. Копалы.

Средний отдел. Значительно более широко развит в районе Чу-Илийских гор средний ордовик, представленный здесь несколькими горизонтами. Нижний, именуемый копалинским, хорошо вскрыт по р. Копалы, от которой он и получил свое название, а также по р. Куяндысай, в известном по литературе уроч. Андеркенын-Акчоку, по р. Узунбулак и вообще в пределах северной полосы ордовика, в области так называемых Копалинского и Куяндысайского тектонических блоков.

В разрезе р. Копалы копалинский горизонт залегает трансгрессивно на известняках акжальской свиты и представлен базальной пачкой, сложенной конгломератами и грубозернистыми песчаниками, а выше—темными алевролитами и тонкозернистыми песчаниками с линзами комковатых известняков. Восточнее известняки образуют целые пачки и прослои; иногда в верхах разреза появляются линзы конгломератов.

Мощность базальной пачки, так же как и вышележащих слоев, сильно варьирует, постепенно возрастая в юго-восточном направлении. Так, по р. Копалы мощность базальных слоев измеряется в пределах 27 м, вышележащих — 120 м. Восточнее (реки Кстаусай и Узунбулак) мощность первых возрастает до 105, вторых до 160 м.

Таким образом, копалинский горизонт на сравнительно коротких расстояниях претерпевает изменения как фациально, так и по мощности.

Палеонтологическая характеристика копалинского горизонта достаточно разнообразна. Здесь встречены многочисленные брахиоподы, трилобиты и граптолиты, комплекс которых характерен для нижнего яруса среднего ордовика, выделяемого Б. М. Келлером под именем лланвирна.

Следующий, караканский горизонт представлен сланцеватыми глинами и алевролитами с пачками песчаников, а в низах — прослоями грубых конгломератов с гальками гранитов (γ_2), слюдяных сланцев, гнейсов и других пород. Карбонатные прослои встречаются здесь как исключение, но местами (р. Куяндысай) в самой верхней части караканского горизонта, при переходе его к вышележащей свите встречаются прослои зернистых известняков. Среди фауны, весьма обильной, собраны многочисленные брахиоподы, трилобиты и граптолиты, указывающие на принадлежность вмещающих пород к нижнему лландейло. Мощность горизонта колеблется от 130 до 180 м.

Выше располагается тесно связанная с ним толща пород, получившая от Б. М. Келлера название свиты Беке или свиты «зеленого флиша». Она состоит из равномерно переслаивающихся зеленых песчаников, алевролитов и сланцеватых глин с характерными образованиями типа иероглифов. Вверх по разрезу количество глинистых прослоев постепенно уменьшается, соответственно возрастает количество песчаников. Общая мощность свиты Беке — 647 м. Палеонтологических остатков в ней не обнаружено, поэтому лишь на основании соотношения с подстилающими образованиями караканского горизонта она отнесена Б. М. Келлером к верхам лландейло. Укажем, что образования нижнего и верхнего лландейло, так же как и породы лланвирна, приурочены главным образом к северной полосе развития ордовикских отложений, к территории так называемого Куяндинского и Копалинского блоков. По южную сторону выходов архея ордовик отсутствует.

Верхний отдел. Выше располагаются образования верхнего ордовика, начинающиеся так называемым андеркенским горизонтом [1]. Последний залегает обычно несогласно на нижележащих отложениях и в противоположность им имеет почти повсеместное распространение. Так, он встречается и к северу, и к югу от полосы образований архея, т. е. уже не только в Куяндинском и Копалинском, а также в Анрахайском, Дуланкаринском и, наконец, Кызыл-Кайнарском, Чолакском и Жалпакшинском тектонических блоках.

В наиболее типичных разрезах уроч. Андеркенын-Акчоку, по р. Куяндысай (область Куяндинского и Анрахайского тектонических блоков) в андеркенском горизонте выделяются три пачки: 1) конгломераты, темные песчаники и алевролиты с *Isotelus romanovskyi* W e b. Мощность 250—280 м; 2) алевролиты, сланцеватые глины и известняки с обильной фауной брахиопод и трилобитов, образующие линзы и прослои. Мощность от 14 до 60 м; 3) зеленые песчаники и алевролиты с граптолитами. Мощность 80—90 м. Общая мощность андеркенского горизонта колеблется в преде-

[1] В работе 1956 г. Б. М. Келлер отнес этот горизонт еще к среднему ордовику. Однако, согласно решению Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (1960), граница верхнего ордовика проводится по подошве андеркенского горизонта. Соответственно с этим на прилагаемых колонках и картах мы употребляем для него индекс O_3K_1.

лах 300—500 м. Однако в некоторых случаях (р. Копала и Акдаласай) трехчленного деления описываемого горизонта не наблюдается, известняки отсутствуют, и весь разрез представлен однообразной свитой песчано-глинистых пород.

Несмотря на то, что андеркенский горизонт, как это следует из сказанного выше, испытывает значительные фациальные изменения, он всюду заключает в себе характерный, присущий ему комплекс ископаемых организмов, наличие которого облегчает выделение этого горизонта в различных местах. Найденный здесь богатый комплекс трилобитов и брахиопод позволяет сопоставлять андеркенский горизонт с нижней частью карадокского яруса. Возможно, однако, что самые нижние его части принадлежат еще к верхнему лландейло (Келлер и др., 1956).

В южной полосе развития ордовика, в горах Дуланкара и по северному склону Элькунтасских гор непосредственно на породах докембрия располагается сильно изменчивая в фациальном отношении толща пород, содержащая, однако, весьма своеобразный и характерный комплекс ископаемых, выделяемая Б. М. Келлером под именем отарского горизонта.

Для нее характерны два типовых разреза. Первый, наиболее полный, отвечающий северному склону гор Дуланкара, представлен преимущественно терригенными породами — песчаниками, конгломератами и алевролитами, чередующимися между собой и содержащими подчиненные прослои известняков и мергелей. Чередование пород правильное, в отдельных пачках напоминающее флиш. Местами в песчаниках наблюдаются неровные поверхности напластования. Общая мощность разреза 755 м.

Второй, менее полный разрез, имеющий мощность 50 м, сложен преимущественно карбонатными породами (р. Джартас — восточное окончание гор Кульджабасы). Оба разреза хорошо увязываются фаунистически. Так как непосредственного налегания отарского горизонта на андеркенский нигде не наблюдалось, то до последнего времени соотношение их оставалось неясным. В настоящий момент все больше и больше накапливается данных, позволяющих говорить о самостоятельном значении этих двух толщ и о более высоком стратиграфическом положении отарского горизонта. В частности, по данным М. Н. Королевой (1955), в Северном Казахстане параллелизуемые ею с отарским горизонтом карамолинские слои залегают отчетливо выше тастыкольских, отвечающих андеркену.

Кроме того, в связи с тем, что с нижней границей отарского горизонта связано появление новых родов и видов брахиопод и трилобитов и обновление всего комплекса фауны, Б. М. Келлер и его соавторы в статье, посвященной вопросу построения единой стратиграфической шкалы ордовика Казахстана (1956), уже уверенно помещают отарский горизонт в верхний карадок. Одновременно эти авторы предлагают выделить последний в самостоятельный ярус, названный ими «балапаном».

Также к балапану, или верхнему карадоку, должен быть отнесен вышележащий дуланкаринский горизонт, имеющий весьма широкое распространение в Чу-Илийских горах и известный как в северной, так и в южной их части. На подстилающих отложениях дуланкаринский горизонт залегает, как правило, согласно, иногда с небольшим пластом конгломератов в основании. Характер слагающих этот горизонт пород чрезвычайно однообразен и выдержан для всей площади Чу-Илийских гор, отличаясь от нижележащих образований темно-серой, почти черной окраской. Типовой разрез рассматриваемой толщи описан Б. М. Келлером в восточной части гор Дуланкара, где она четко подразделяется на две части. Нижняя, получившая название дегересских слоев, имеет мощность 240 м. Она начинается маломощным горизонтом конгломератов, вверху сменяющихся темноокрашенными серыми и черными песчаниками и алевролитами с обильной фауной трилобитов и брахиопод. Верхняя, именуемая аккольскими слоями, имеет

мощность свыше 300 м. В основании ее располагается маркирующий горизонт известняка с обильной фауной трилобитов (мощность 25 м), выше зеленовато-серые сланцеватые глины и песчаники с многочисленными граптолитами. Примерно такое же строение имеет дуланкаринский горизонт в других разрезах Чу-Илийских гор.

Следует отметить, что для районов Казахстана, лежащих за пределами Чу-Илийских гор, двухчленное деление дуланкаринского горизонта не доказано.

Палеонтологически охарактеризованные образования описанного горизонта покрываются мощной обломочной свитой, состоящей из ритмичного чередования песчаников и сланцев темно-серого, почти черного цвета. Эта свита получила от Б. М. Келлера наименование «темного флиша», или кызылсайской свиты по названию лога Кызылсай (приток р. Аденсу), где она наиболее типично представлена. Мощность ее здесь превышает 900 м. В других разрезах свита испытывает значительные фациальные изменения, выражающиеся в преобладающем значении песчаников. Из органических остатков в кызылсайской свите найдены только отпечатки червей, поэтому возраст ее определяется на основании стратиграфического положения между дуланкаринским и чокпарским горизонтами и условно может быть принят как нижний ашгилий.

Венчает разрез ордовика Чу-Илийских гор чокпарский горизонт, выходы которого известны лишь в одном пункте — к северо-востоку от ст. Чокпар. Здесь в долине р. Кызылсай, выше кызылсайской свиты располагается пачка темно-серых, черных и коричневых сланцеватых глин с тонкими прослоями алевролитов, достигающая мощности в 400 м. Из ископаемых в свите встречены многочисленные отпечатки граптолитов. Кроме того, найдено несколько видов беззамковых брахиопод. Другие группы ископаемых организмов отсутствуют. Тем не менее ашгильский возраст чокпарского горизонта не вызывает сомнений, так как, с одной стороны, встреченные в нем граптолиты характерны для верхнего ашгилия, с другой — он согласно перекрывается известняками улькунтасского горизонта с фауной низов лландоверийского яруса силура.

Таков разрез ордовика Чу-Илийских гор, как видим, весьма полный, прекрасно охарактеризованный фаунистически, несомненно представляющий собой эталон, с которым можно сравнивать все другие разрезы.

Район гор Майжарлыган

В районе гор Майжарлыган и в их северо-западном продолжении — горах Акжал образования ордовика прослеживаются в виде двух узких, осложненных разломами полос, расположенных на крыльях крупной горст-антиклинальной структуры, сложенной отложениями кембрия. В связи с проводившейся геологической съемкой разрез ордовика изучался здесь Л. С. Косовым и С. М. Жариным, Е. Д. Поляковой и Г. Н. Друговой, а также Э. К. Вильцингом и И. В. Хохловым. Кроме того, его посетила Т. Б. Рукавишникова, занимавшаяся тематической работой по палеонтологическому обоснованию стратиграфии нижнего палеозоя юго-восточного Казахстана.

Перечисленные исследователи выделили ряд свит, краткую характеристику и наиболее характерные разрезы которых мы позволим себе привести.

Наиболее древней свитой ордовика Е. Д. Полякова и Г. Н. Другова, а также Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов считали немую, весьма мощную толщу пород, названную ими песчано-сланцевой свитой. Первые из названных исследователей условно относили ее к тремадоку (O_1tr), вторые — к тремадоку и аренигу ($O_1tr + ar$). Л. С. Косов и С. М. Жарин помещали эту свиту в более высокие части разреза ордовика. Ошибочность такого

толкования была доказана Е. Д. Поляковой. Как показали наши детальные работы в соседних районах, а также проведенные экскурсии в горы Майжарлыган, песчано-сланцевая свита должна быть исключена из разреза ордовика и отнесена к верхнему кембрию. Выше она была описана под именем каратальской. Тем не менее осадки тремадокского яруса в описываемом районе все же существуют, хотя и развиты крайне ограниченно. Так, породы этого возраста известны на юго-восточном склоне гор Акжал, где они представлены массивными и толстослоистыми серыми и синевато-серыми известняками, местами перекристаллизованными и окремненными.

Известняки с угловым несогласием, резким размывом и песчаной пачкой в основании располагаются на кварцитовидных песчаниках верхнего кембрия. В них встречены гастроподы и формы, схожие с ругозами. Литологически и фаунистически описанные образования не отличимы от тремадокских отложений Чу-Илийских гор, однако имеют большую мощность, достигая здесь 150 м.

Следующей по разрезу является конгломерато-песчаниковая свита, широко развитая по юго-западному подножию гор Майжарлыган. Она залегает трансгрессивно на зеленокаменных образованиях нижнего кембрия и породах джамбульской свиты (Cm_2) и начинается горизонтом валунных конгломератов, мощность которых резко варьирует, достигая, по данным Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова, до 400 м (лог Ушолак), местами измеряясь метрами или сходя на нет.

В гальке конгломератов преобладают породы нижележащих свит. Много также песчаников и сланцев каратальской свиты (Cm_3). Последнее обстоятельство особо интересно, так как оно дало основание Е. Д. Поляковой поместить эту толщу ниже описываемой, а не выше, как это делал до нее Л. С. Косов. Кроме того, в составе гальки конгломератов Е. Д. Полякова и Г. Н. Другова отметили габбро, пироксениты и серпентиниты.

Помимо конгломератов в составе конгломерато-песчаниковой свиты участвуют гравийные и мелкозернистые песчаники зеленовато-серого цвета, с прослоями малиновых песчаников и сланцев, глинисто-хлоритовые сланцы, линзы и прослои известняков. Общая мощность свиты достигает 700—750 м, из которых на долю конгломератов в среднем приходится до 250 м.

В виде иллюстрации всего сказанного приведем разрез свиты, записанный Э. К. Вильцингом и И. В. Хохловым по логу Джаманталды:

	Мощность, м
O_2II 1. Конгломераты зеленовато-серые, крупно-галечные и валунные	250
» 2. Переслаивание конгломератов с грубозернистыми песчаниками зеленовато-серыми, тонкослоистыми	20
» 3. Песчаники малиновые и зеленоватые	50
» 4. Известняки, содержащие плохой сохранности гастроподы и членики криноидей	150
» 5. Песчаники зеленые, тонкозернистые	20
» 6. Глинистые сланцы	15
» 7. Песчаники малиновые, мелкозернистые и песчанистые сланцы	25

Выше разрез срезан линией разлома. Продолжение его записано в 2,5 км к северо-западу по логу Джаксыталды.

	Мощность, м
O_2II 1. Песчанистые известняки серые, с фауной *Illaenus* cf. *linnarssoni* Holm., *Ill. panderi* Barr., *Illaenus* sp. с многочисленными члениками криноидей	25
» 2. Кварцевые песчаники серые	35
» 3. Линзообразный прослой белых брекчированных и мраморизованных известняков	100
» 4. Глинистые сланцы зеленые	25
» 5. Песчанистые известняки вишнево-бурые	15

Общая мощность разреза — 750 м.

Что касается возраста конгломерато-песчаниковой свиты, то Е. Д. Полякова и Г. Н. Другова, не найдя в ней ископаемых, чисто условно отнесли ее к аренигскому ярусу ордовика; Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов на основании указанной выше фауны, собранной в 1949 г. Т. Б. Рукавишниковой, датируют ее как лландейло.

Вышеописанные осадки без видимого несогласия перекрываются так называемой известняковой свитой, наиболее широко развитой по северо-восточному склону гор Майжарлыган. Как это видно по названию, значительную роль в ней играют известняки, местами перекристаллизованные и мраморизованные; кроме того, встречаются песчаники — кварцевые, аркозовые и известковистые, прослои мелкогалечных конгломератов, а также глинистые и глинисто-хлоритовые сланцы.

Наиболее полный разрез свиты проследила Е. Д. Полякова, а также Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов по логу Шиентас, в 6 км выше выхода его из гор.

Снизу вверх здесь описаны:

	Мощность, м
$O_3k_1$1. Мраморизованные известняки светло-серые и серые	150
» 2. Мелкогалечные конгломераты с прослоями глинистых сланцев и песчаников	30
» 3. Кристаллические известняки светло-серые и серые	450
» 4. Известковистые песчаники серые	100
» 5. Аркозовые песчаники грубозернистые	50
» 6. Глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников	50—60
» 7. Окремнелые известняки черные	50—70

Общая мощность свиты достигает 880—900 м.

В известняках описанной свиты, к юго-востоку от лога Шиентас Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов нашли фауну плохой сохранности, общий облик которой указывает на лландейло-карадокский возраст вмещающей толщи. Однако эти авторы датируют известняковую свиту еще как верхнелландейльскую.

Е. Д. Полякова и Г. Н. Другова относят ее к лландейльскому ярусу в целом [1].

Иной точки зрения придерживалась в 1953 г. Т. Б. Рукавишникова, которая обе свиты (конгломерато-песчаниковую и известняковую) параллелизует с андеркенским горизонтом Чу-Илийских гор. Основанием для этого, по ее мнению, является прежде всего анализ фауны, встреченной в известняках нижней конгломерато-песчаниковой свиты. Так, *Illaenus linnarsonni* Holm. характерен для карадока Казахстана, а в Чу-Илийских горах он встречен в андеркенском горизонте; *Illaenus panderi* Barr. распространен в отложениях лландейло и низах карадока. Таким образом, возраст трилобитов скорее всего соответствует нижней части карадокского яруса.

Литология описываемых свит, по мнению Т. Б. Рукавишниковой, также позволяет сопоставить их с андеркенским горизонтом Чу-Илийских гор, в основании которого развиты конгломераты, а выше залегает песчано-сланцевая толща с линзами известняков.

С нашей точки зрения возможно иное сопоставление. Во-первых, нельзя не учитывать мощности свит, которая для конгломерато-песчаниковой и известняковой вместе в районе гор Майжарлыган достигает 1650 м, в то время как мощность андеркенского горизонта Чу-Илийских гор не превышает

---

[1] Следует отметить, что Е. Д. Полякова и Г. Н. Другова при рассмотрении возраста известняковой свиты ошибочно дали ссылку на фауну, собранную Т. Б. Рукавишниковой в верховьях сая Талды в известняках конгломерато-песчаниковой свиты. Таким образом, лландейльский возраст данной свиты ими собственно никак не обоснован.

300—500 м. Во-вторых, отсутствие в конгломерато-песчаниковой толще других групп ископаемых, кроме трилобитов, представленных к тому же лишь двумя видами, один из которых является карадокским, другой опускается также в лландейло, не позволяет уверенно решить вопрос о карадокском возрасте этого горизонта. Наконец, если учесть характер разрезов соседних с северо-запада районов, в частности района лога Каратал, то, как мы увидим ниже, конгломерато-песчаниковая толща скорее должна быть сопоставлена с осадками лландейло, известняковая же с андеркенским горизонтом или нижним карадоком.

Выше известняковой свиты Е. Д. Полякова и Г. Н. Другова, вслед за Л. С. Косовым и С. М. Жариным, выделяют в разрезе ордовика гор Майжарлыган конгломератовую свиту, имеющую весьма однообразное строение. Главную роль в ней играют крупногалечные конгломераты, содержащие гальку всех нижележащих толщ, а также интрузивных пород — гранодиоритов, плагиогранитов, габбро и пироксенитов. Конгломераты чередуются с прослоями песчаников — кварцевых, аркозовых и полимиктовых и глинистых сланцев. В подчиненном количестве встречаются прослои плагиоклазовых порфиритов и единичные линзы известняков.

Мощность свиты достигает 800 м.

По саю Шенгельды Е. Д. Полякова записала следующий разрез свиты (снизу вверх):

		Мощность, м
O_3k_2	1. Базальные конгломераты крупногалечные	150
»	2. Кварцевые песчаники зеленовато-серые	50
»	3. Плагиоклазовые порфириты зеленые	80
»	4. Глинистые сланцы	40
»	5. Конгломераты крупногалечные	60
»	6. Кварцевые песчаники зеленовато-серые	20
»	7. Конгломераты крупногалечные	25
»	8. Известковистые песчаники с линзами сланцев	35
»	9. Конгломераты крупногалечные	150
»	10. Аркозовые песчаники	50
»	11. Конгломераты мелкогалечные	140

В одной из линз известняков среди песчаников описываемой свиты Е. Д. Полякова обнаружила фауну, среди которой Т. Б. Рукавишниковой определены: *Pliomera minimus* Kor. nom. mns., *Pl.* cf. *pseudoarticulata* Web., *Rhynchotrema* sp. nov., *Orthis* sp., *Strophomena* sp.

На основании названных форм Е. Д. Полякова отнесла вмещающие породы к карадокскому ярусу.

Отметим, что в Северном Казахстане *Pliomera minimus* nom. mns. встречена в верхнемайлисорском горизонте, отвечающем верхнему карадоку (М. Н. Королева, 1955). *Rhynchotrema* распространена, по данным Т. Б. Рукавишниковой (1956), как в отарском, так и в дуланкаринском горизонте Чу-Илийских гор, из которых ею описаны два новых вида — *Rhynchotrema otarica* sp. nov. и *Rhynchotrema rudis* sp. nov.

Одному из них и отвечает данная форма. Если при этом учесть, что вышележащая «свита переслаивания» относится к дуланкаринскому горизонту, то, как нам кажется, конгломератовую свиту Е. Д. Поляковой правильнее всего параллелизовать с отарским горизонтом Чу-Илийских гор.

В разрезе, данном Э. К. Вильцингом и И. В. Хохловым, конгломератовая свита отсутствует.

Наиболее высокой в разрезе ордовика описываемого района является так называемая свита переслаивания, широко развитая по северо-восточному склону гор Майжарлыган, а также в горах Койжарлыган. Характерным признаком ее является частое переслаивание песчаников и сланцев, имеющих зеленовато-серую, местами темно-серую и черную окраску.

Кроме того, в логе Шиентас был встречен также единичный прослой диабазовых порфиритов.

Для характеристики свиты, мощность которой достигает 1000 м, приведем разрез, записанный Э. К. Вильцингом и И. В. Хохловым по логу Сарыбулак. Снизу вверх здесь прослежены:

	Мощность, м
$O_3к_2$1. Кремнистые сланцы зеленовато-серые с хорошо сохранившейся слоистостью	125
» 2. Окремненные песчаники зеленовато-серые	80
» 3. Песчаники зеленые, с игольчато-занозистым изломом	250
» 4. Окварцованные сланцы	120
» 5. Песчанистые сланцы темно-серые	35
» 6. Песчаники зеленовато-серые	40
» 7. Конгломераты межпластовые, с линзами известняков с фауной	15
» 8. Силл порфиритов	15
» 9. Пиритизированные песчаники зеленые, с двумя межпластовыми силлами диоритов	80
» 10. Переслаивание аркозовых песчаников с черными глинистыми сланцами	120
» 11. Песчаники светло-зеленые, грубозернистые	20

В логе Джидели, около родника, в основании свиты Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов собрали фауну трилобитов, из которой М. Н. Королевой определены: *Ogigites* cf. *birmanicus* R e e d, *Asaphus radiatus* S a l t e r, *Bronteus* sp., *Ampyx* sp. На основании указанных форм возраст «свиты переслаивания» может быть принят как верхнекарадокский. Укажем, что в Чу-Илийских горах *Ogigites birmanicus* R e e d является одной из характерных форм дуланкаринского горизонта, также относимого Б. М. Келлером к верхнему карадоку. Эти данные хорошо согласуются с указанием Е. Д. Поляковой, нашедшей в северном притоке сая Тарланат, в известковистых песчаниках *Bronteopsis ellipsoidalis* L i s o g o r, известного из джебаглинской свиты, параллелизуемой М. Н. Чугаевой (1955) с нижней частью дуланкаринского горизонта Чу-Илийских гор (дегересские слои). Таким образом, возраст «свиты переслаивания» определяется сравнительно точно как верхний карадок.

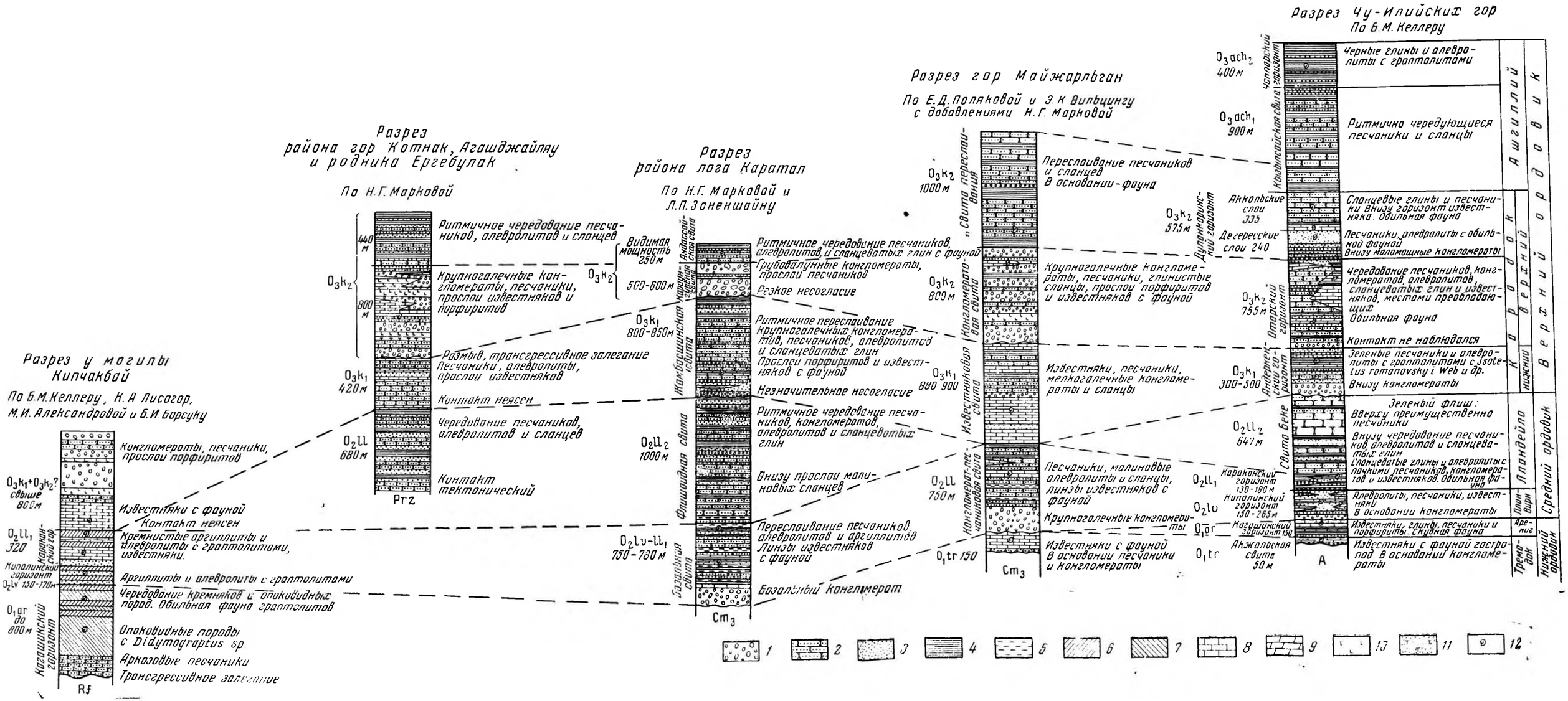
Итак, на основании изложенного, в разрезе ордовикских отложений гор Майжарлыган, по нашим представлениям, выделяются пять свит (см. фиг. 58). Нижняя, сложенная известняками, не имеет специального названия. Выше располагаются: конгломерато-песчаниковая, известняковая, конгломератовая и свита переслаивания. Первая из них должна быть отнесена к тремадокскому ярусу, вторая—к лландейло, третья—к нижнему карадоку или андеркену, по новой терминологии, предложенной Б. М. Келлером и его соавторами (1956). Наконец, две верхних — к верхнему карадоку, отарскому и дуланкаринскому горизонтам его, а частично может быть и к кызылсайской свите нижнего ашгилия.

Общая мощность разреза ордовика гор Майжарлыган достигает 3600—4000 м.

Район лога Каратал

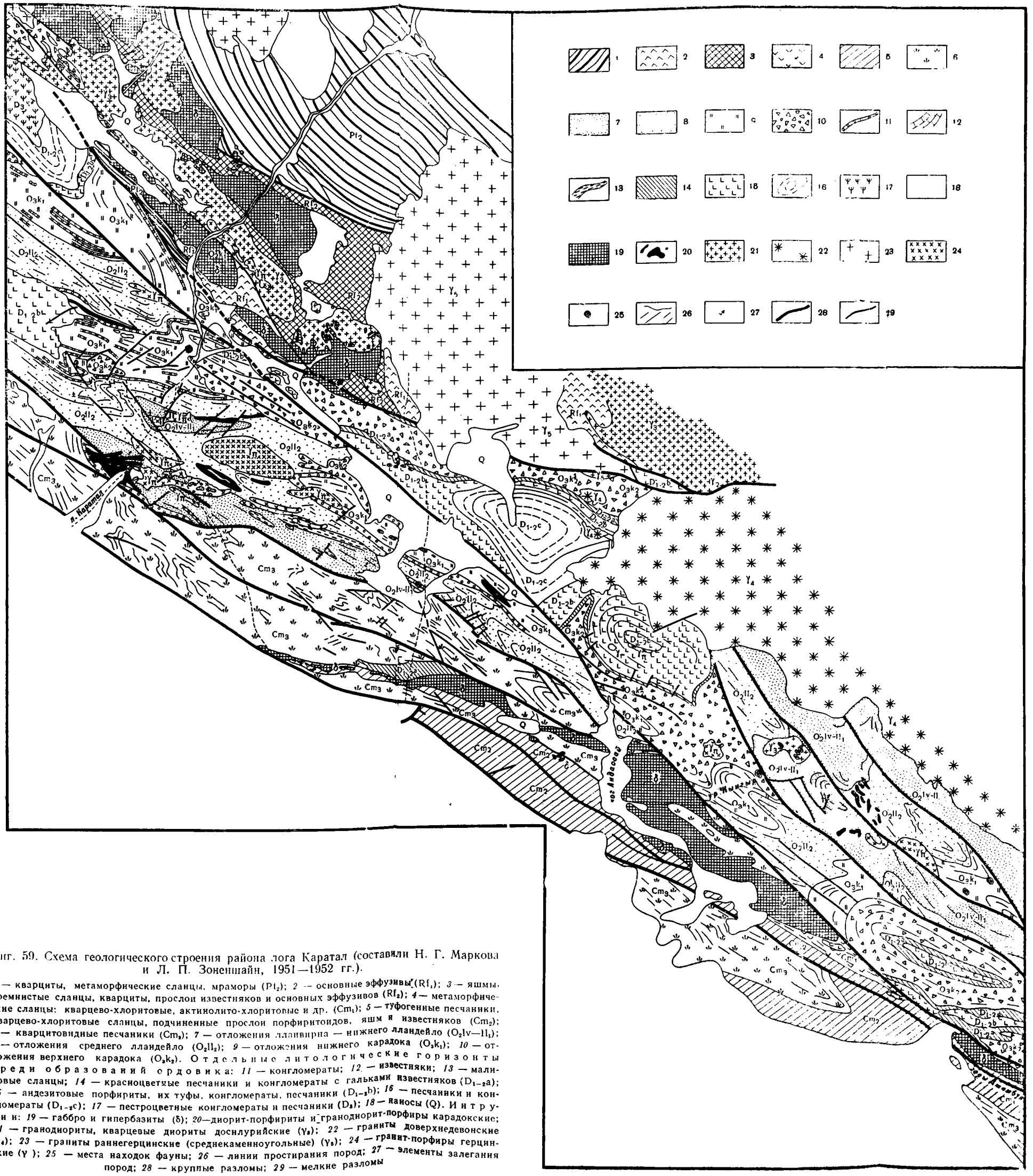
Следующей областью, которую мы считаем необходимым рассмотреть, является район, расположенный между сопками Андассай-Караоба и логом Каратал, детально обследованный нами совместно с Л. П. Зоненшайном в 1951—1952 гг. Образования ордовика, как это видно из прилагаемой схемы (фиг. 59), образуют здесь полосу шириной около 15 км, с юго-запада и северо-востока ограниченную выходами кембрия и рифея, а также различного состава интрузивными массивами. Полоса эта с обеих сторон оборвана разрывными нарушениями северо-западного простирания; ряд разломов наблюдается также внутри ее.

Разрез ордовика района лога Каратал имеет весьма значительную мощность (см. фиг. 58), однако представлен не всеми ярусами, и в этом отноше-



Фиг. 58. Сопоставление колонок ордовикских отложений Джалаир-Найманского грабена:

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — глины и глинистые сланцы; *5* — малиновые аргиллиты и сланцы; *6* — кремнистые аргиллиты и плитчатые кремняки; *7* — опоковидные породы; *8* — известняки; *9* — мергели; *10* — порфириты; *11* — туфы порфиритов; *12* — места находок фауны



Фиг. 59. Схема геологического строения района лога Каратал (составили Н. Г. Маркова и Л. П. Зоненшайн, 1951—1952 гг.).

1 — кварциты, метаморфические сланцы, мраморы (Pt_2); *2* — основные эффузивы (Rf_1); *3* — яшмы, кремнистые сланцы, кварциты, прослои известняков и основных эффузивов (Rf_2); *4* — метаморфические сланцы: кварцево-хлоритовые, актинолито-хлоритовые и др. (Cm_1); *5* — туфогенные песчаники, кварцево-хлоритовые сланцы, подчиненные прослои порфиритоидов, яшм и известняков (Cm_2); *6* — кварцитовидные песчаники (Cm_3); *7* — отложения лландовери — нижнего лландейло ($O_2lv—ll_1$); *8* — отложения среднего лландейло (O_2ll_2); *9* — отложения нижнего карадока (O_3k_1); *10* — отложения верхнего карадока (O_3k_2). Отдельные литологические горизонты среди образований ордовика: *11* — конгломераты; *12* — известняки; *13* — малиновые сланцы; *14* — красноцветные песчаники и конгломераты с гальками известняков ($D_{1-2}a$); *15* — андезитовые порфириты, их туфы, конгломераты, песчаники ($D_{1-2}b$); *16* — песчаники и конгломераты ($D_{1-2}c$); *17* — пестроцветные конгломераты и песчаники (D_3); *18* — наносы (Q). Интрузии: *19* — габбро и гипербазиты (δ); *20*—диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры карадокские; *21* — гранодиориты, кварцевые диориты досилурийские (γ_5); *22* — граниты доверхнедевонские (γ_4); *23* — граниты раннегерцинские (среднекаменноугольные) (γ_3); *24* — гранит-порфиры герцинские (γ); *25* — места находок фауны; *26* — линии простирания пород; *27* — элементы залегания пород; *28* — крупные разломы; *29* — мелкие разломы



Фиг. 60. Выходы конгломератов лландейло (O_2ll) в устье лога Каратал

нии значительно менее полон, чем разрез не только Чу-Илийских гор, но и гор Майжарлыган. Здесь наблюдаются выходы главным образом пород лландейльского и карадокского возраста; возможно, частично, развит лланвирн. Охарактеризуем последовательно снизу вверх по разрезу все прослеженные нами горизонты.

Самой нижней свитой, названной нами базальной, является толща терригенных пород, начинающаяся горизонтом крупногалечных конгломератов, в гальке которых преобладают породы нижележащих образований — главным образом верхнего кембрия, в меньшей степени рифея. Мощность конгломератов от 100 до 150 м. Трансгрессивное налегание их на образования верхнего кембрия (каратальскую свиту) можно наблюдать в 3—4 км к западу от русла лога Каратал. Далее к юго-востоку в связи с разломом контакт их становится тектоническим, одновременно уменьшается мощность конгломератов, постепенно сходящая на нет (см. фиг. 59). Кроме конгломератов, в состав базальной пачки входят песчаники, алевролиты и аргиллиты зеленые, малиновые и вишневые. В средней части наблюдаются известковые песчаники и сланцы с линзами и тонкими прослоями известняков. Общая мощность свиты достигает 750—780 м. Состав ее сильно изменчив, отдельные прослои не выдерживаются от разреза к разрезу, выклиниваясь и замещая друг друга. Однако общий облик толщи весьма типичен и легко поддается картированию. Особенно характерно наличие прослоев малиновых и вишневых алевролитов и аргиллитов, отличающих эту толщу от остальных горизонтов ордовика, для которых обычно характерна зеленая окраска. В виде иллюстрации приведем разрез базальной свиты, записанный нами по логу Каратал.

Сразу за указанным выше разломом, отделяющим ордовик от каратальской свиты верхнего кембрия, наблюдаются:

		Мощность, м
$O_2lv - ll_1$	1. Выходы базальных конгломератов (фиг. 60) с красным песчанистым цементом и крупными гальками, принадлежащими почти исключительно серым, иногда зеленоватым кварцитовидным песчаникам кембрия (каратальская свита), реже кварцитам и яшмам. Вверх по разрезу конгломераты становятся более мелкогалечными	40

		Мощность, м
$O_2lv - Il_1$	2. Пачка чередующихся между собой зеленых и малиновых, вначале грубозернистых и гравийных, затем средне- и тонкозернистых песчаников и алевролитов. Преобладают зеленые песчаники. Простирание 320°. Падение на северо-восток под углом 60°	200
»	3. Прослой комковатого известняка серого, сильно рассланцованного, буквально переполненного фауной, к сожалению, сильно деформированной и трудно извлекаемой. Отсюда Т. Б. Рукавишниковой определены: *Glyptorthis* aff. *bellarugosa* (C o n r a d), *Leptolloidea subquadrata* sp. nov., *Leptestia cita* sp. nov., *Cliftonia* sp.	10
»	4. В сухом русле гривки чередующихся между собой тонкозернистых известковистых песчаников и алевролитов серой и черной окраски с отчетливым залеганием. Простирание 335—340°. Падение на северо-запад под углом 50°. Местами породы мелкоскладчаты, дают резкие отклонения от простирания	150
»	5. Мощная пластовая дайка диорит-порфирита, отходящая от массива, расположенного северо-западнее. Содержит много мелких и крупных ксенолитов, песчаников и алевролитов вмещающей толщи	200
»	6. Плитчатые песчаники серые, крепкие, яснослоистые. Они прорваны секущей дайкой диорит-порфирита, имеющей мощность около 10—15 м. Простирание 295°. Падение на север под углом 20° .	80
»	7. Пачка зеленых, вишневых и малиновых песчаников, алевролитов и аргиллитов, переслаивающихся между собой. Песчаники яснослоисты и имеют отчетливое залегание. Простирание их колеблется в пределах от 315 до 320°. Падение на север под углом 45° .	

В одном из прослоев алевролитов нами найдена плохой сохранности фауна: *Hesperorthis* sp., *Strophomena* sp. и неопределимый хвост трилобита.

Описанная пачка прорвана двумя мощными языками диорит-порфиритов, отходящих от упомянутой выше интрузии. Это затрудняет определение ее мощности, которая ориентировочно равна 250—300 м.

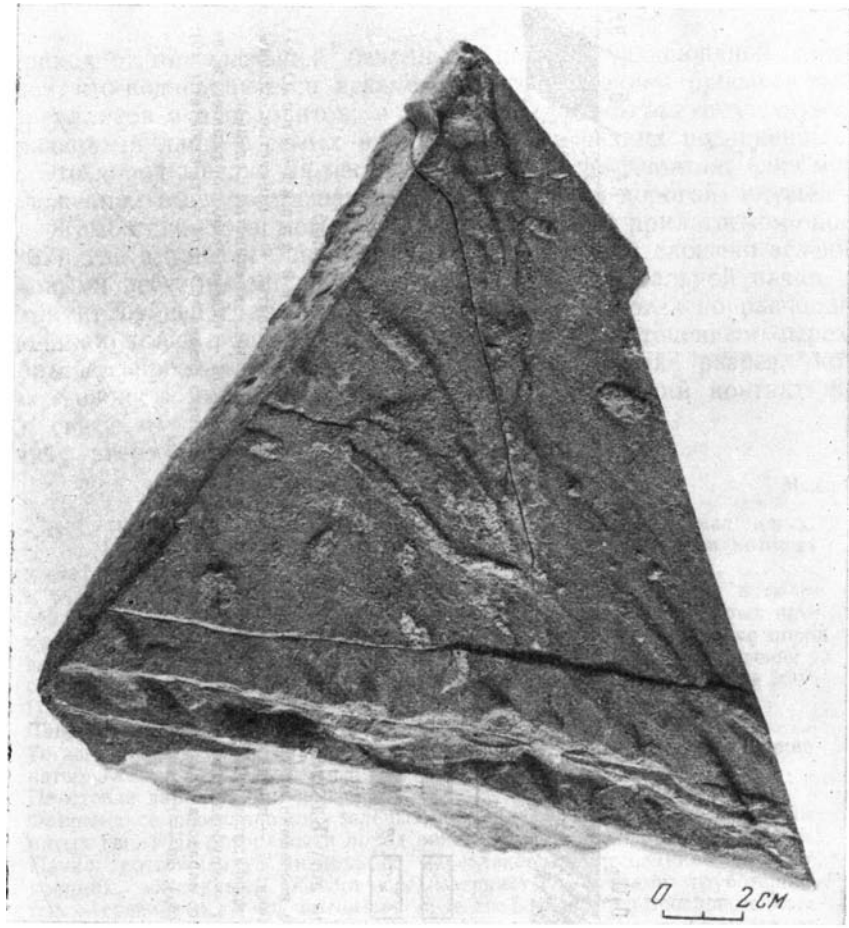
Следующий, менее полный разрез, в котором нами также собрана фауна, располагается в 18—20 км к юго-востоку от русла лога Каратал, между двумя дорогами, идущими на юг к р. Чу и нанесенными на фиг. 59. Нижний конгломератовый горизонт здесь срезан разломом и разрез начинается с:

		Мощность, м
$O_2lv - Il_1$	1. Пачки чередующихся между собой зеленых, вишневых и малиновых песчаников, алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев, слоистых, тонко рассланцованных. Преобладают малиновые и вишневые сланцы и алевролиты.	150
	Далее следуют:	
»	2. Известковистые песчаники серые, местами гравийные с мелкими галечками серого известняка	70
»	3. Тонкий прослой серого комковатого известняка	0,5—1
»	4. Пачка чередующихся между собой известняковых и гравийных песчаников, подобная слою 2. Иногда встречаются тонкие подчиненные прослои известняков	80

В одном из прослоев известняков, несколько юго-восточнее, близ дороги, идущей от гор Байгара к р. Чу, нами, а затем Б. М. Келлером и М. Н. Чугаевой собраны брахиоподы, из которых Т. Б. Рукавишникова определила: *Hesperorthis* aff. *custalis* (H a l l), *Hesperorthis* sp., *Christiania hastata* sp. nov., *Triplesia* sp., *Strophomena* sp.

		Мощность, м
$O_2lv - Il_1$	5. Вновь зеленые и малиновые песчаники и алевролиты, чередующиеся между собой	120—150

Что касается комплекса ископаемых, приведенных в рассмотренных разрезах, то он характерен как для копалинского, так и для караканского горизонтов Чу-Илийских гор, отвечающих низам лландейло и лланвирну.

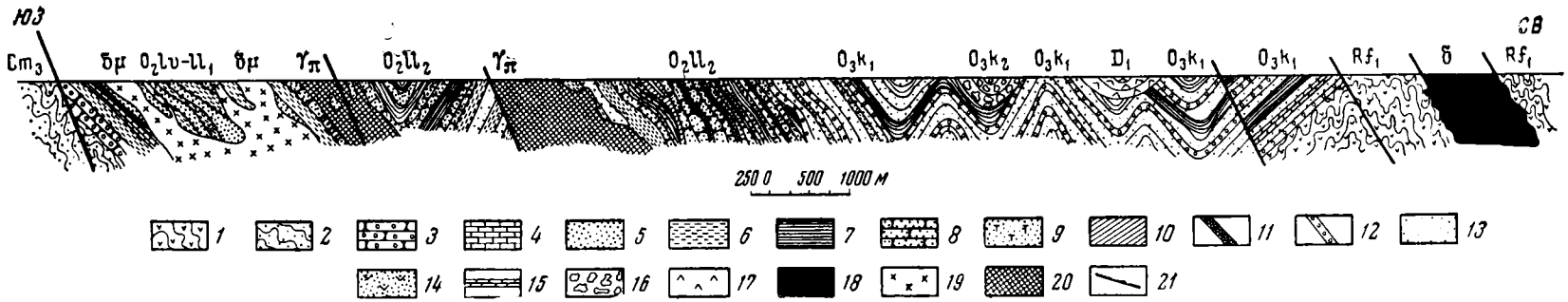


Фиг. 61. Флишевые фигуры на поверхности напластования песчаников «флишоидной свиты». (Лог Каратал)

К сожалению, кроме брахиопод, мы не нашли здесь представителей других групп ископаемых. Поэтому точное определение возраста базальной свиты района лога Каратал несколько затруднено. Однако значительная мощность рассматриваемой свиты, превышающая совместную мощность копалинского и караканского горизонтов, заставляет предполагать, что в этой свите совмещены обе указанные стратиграфические единицы. В связи с этим нам кажется наиболее правильным принять для базальной свиты лога Каратал индекс лланвирн — нижний лландейло (O_2lv — O_2ll_1).

Укажем попутно, что литологически базальная свита весьма близка к конгломерато-песчаниковой свите гор Майжарлыган, возраст которой, таким образом, едва ли может быть поднят выше лландейло.

Выше по разрезу располагается следующая свита, получившая наименование «флишоидной», из-за необычайно монотонного и ритмичного чередования входящих в ее состав песчаников и туфов с различной грубостью зерен, мелкогалечных конгломератов, алевролитов и сланцеватых глин. Породы хорошо слоисты и обычно имеют зеленую и зеленовато-серую окраску. Кроме того, на поверхностях напластования их часто наблюдаются различного рода неровности, напоминающие иероглифы и другие флишевые фигуры (фиг. 61).



Фиг. 62. Разрез ордовикских отложений по логу Каратал (составили Н. Г. Маркова и Л. П. Зоненшайн)

1 — основные эффузивы нижнего рифея (Rf_1); *2* —кварцитовидные песчаники верхнего кембрия (Cm_3). Л л а н в и р н — н и ж н и й л л а н д е й л о (O_2lv—ll_1): *3* — конгломераты; *4* — известняки, известняковые песчаники; *5* — песчаники; *6* — малиновые алевролиты и аргиллиты; *7* — глинистые сланцы. С р е д н и й л л а н д е й л о (O_2ll_2): *8* — песчаники; *9* — туфы порфиритов: *10* — глинистые сланцы, сланцеватые глины, кремнистые сланцы; *11* — мелкогалечные конгломераты. Н и ж н и й к а р а д о к (O_3k_1): *12* — грубовалунные конгломераты; *13* — песчаники; *14* — андезитовые порфириты и их туфы; *15* — известняки, *16* — грубовалунные конгломераты верхнего карадока (O_3k_2); *17* — порфириты и их туфы нижнего девона (D_1); *18* — гипербазиты (δ); *19* — диорит-порфириты ($\delta\mu$); *20* — гранит-порфириты (γ_π); *21* — разломы

Переход от нижележащей базальной пачки к флишоидной свите постепенен, что подчеркивается незаметным исчезновением прослоев малиновых аргиллитов и алевролитов, в данной толще обычно отсутствующих и встречающихся лишь в самых низах ее в виде редких подчиненных прослоев. Это хорошо видно на местности в долине р. Каратал, близ могилы, расположенной выше места пересечения последней дорогой, идущей к колодцу Жамбасши. Это можно видеть также на прилагаемом профиле (фиг. 62), где в крыльях антиклинали, ядро которой сложено зелеными и малиновыми песчаниками и алевролитами верхов базальной пачки, прорванными интрузией гранит-порфиров, совершенно согласно располагается флишоидная толща, связанная с нижележащей постепенным переходом.

Приведем прослеженный нами в указанном участке разрез, который дает возможность наблюдать как нижний, так и верхний контакт флишоидной свиты.

Снизу вверх стратиграфически нами прослежено:

		Мощность, м
$O_2lv - ll_1$	1. Чередование алевролитов и аргиллитов зеленых и малиновых. Преобладают малиновые аргиллиты, мощность прослоев которых достигает 10 м	200
O_2ll_2	2. Флишоидное чередование зеленых песчаников, алевролитов и сланцеватых глин. В низах встречено два тонких (2—3 м) подчиненных прослоя малиновых аргиллитов, подобных виденным в слое 1. Залегание пород весьма отчетливое. Простирание 260°. Замеренное по слоистости падение на север под углом 70°. Кроме того, наблюдается кливаж. Простирание 260°. Падение на юг под углом 70°	200
»	3. Дайка гранит-порфира, рвущая описанную толщу	40
»	4. То же ритмичное чередование зеленых песчаников, алевролитов и сланцеватых глин	80
»	5. Пластовая дайка гранит-порфира	8
»	6. Флишоидное переслаивание зеленых песчаников, алевролитов и сланцеватых глин. На поверхности пород видны флишевые фигуры (см. фиг. 61)	40
»	7. Пачка, состоящая из ритмичного переслаивания песчаников зеленых, крепких, массивных, обычно среднезернистых, местами грубозернистых — гравийных. В подчиненном количестве встречаются прослои мелкогалечных конгломератов. Галька, величина которой достигает 0,5—1 см, состоит преимущественно из яшм, кремнистых сланцев, кварцитовидных песчаников, изредка слюдяных сланцев. Мощность отдельных прослоев данной пачки колеблется от 10—30 см до 0,5 м. Хорошо видно залегание пород, дающее по слоистости простирание 270°. Падение на север под углом 60—70°	300
»	8. Новая пачка ритмичного переслаивания зеленых песчаников и алевролитов; грубозернистые и гравийные разности отсутствуют. Залегание очень выдержанное. Простирание 270—260°. Падение на север под углом 70—80°	250
»	9. Флишеподобное переслаивание алевролитов и сланцеватых глин	150

Выше располагается следующая по разрезу жамбасшинская свита (O_3k_1), описания которой мы коснемся ниже.

Иллюстрацией к этому разрезу является снимок (см. фиг. 30), дающий представление о характере выходов флишоидной свиты. Сланцевые прослои выделяются здесь темным цветом, песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты более светлым. Они имеют как бы бугристую поверхность. В целом снимок отчетливо отображает монотонность, свойственную описываемой свите, и характер развитых в ней дислокаций.

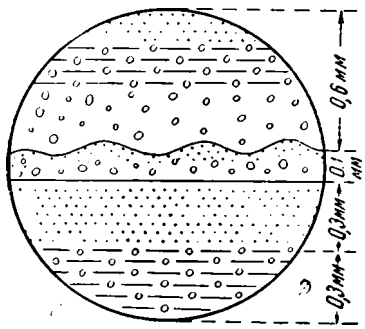
Можно было бы привести еще ряд разрезов флишоидной свиты, записанных нами в различных участках рассматриваемого района, однако, во избежание загромождения текста, мы ограничимся лишь указанием на то, что в целом они весьма близки друг к другу и характеризуются монотонным и ритмичным чередованием пород различной грубости зерна. В некоторых случаях в состав ритма входят песчаники, алевролиты и сланцеватые

глины (наиболее часто), в других — появляются также кремнистые сланцы, в третьих — присутствуют прослои более грубообломочных пород — мелкогалечных конгломератов и гравелитов, иногда туфов порфиритов.

Остановимся несколько более подробно на характере ритмичности, наблюдавшейся нами в описываемой свите. В ней могут быть выделены макроритмы, обычные ритмы и, наконец, микроритмы.

Макроритмы имеют мощность около 200—300 м и начинаются с конгломератов, переходящих постепенно в гравийные песчаники, затем среднезернистые песчаники или туфы порфиритов (редко), алевролиты и сланцеватые глины. На последние, отделяясь от них поверхностью размыва, вновь ложится конгломерат.

Внутри макроритма в свою очередь могут быть выделены обычные ритмы, имеющие мощность от 0,5 до 2, иногда до 5 м. В основании обычного ритма, как правило, находится гравийный песчаник или мелкогалечный конгломерат, переходящий в песчаник с уменьшающимися вверх размерами обломков, сменяющийся сланцеватыми глинами. Мощность отдельных элементов ритма измеряется в пределах от 10 — 20 см и до 1 м. Если ритм начинается с конгломерата, то в предыдущем ритме сланцы обычно отсутствуют и хорошо выражена поверхность размыва. Когда ритм начинается с гравийных песчаников, то последние почти без следов размыва ложатся на сланцы предыдущего ритма. На плоскостях напластования пород часто встречаются иероглифы.



Фиг. 63. Слоистый алевролит с микроритмичностью флишевого характера. Флишоидная свита ($O_2 il_2$). Лог Каратал

Наконец, существует микроритмичность, наблюдаемая только в шлифах. В качестве примера приведем зарисовку под микроскопом одного слюдистого алевролита (фиг. 63). В нем видна четкая слоистость и микроритмичность флишевого характера, определяемая по смене крупности материала. Ритм начинается с мелкозернистого песчаника с малым содержанием слюды и отделяется от нижележащих пород неровной границей (поверхностью размыва). Кверху он постепенно переходит в алевролит с большим количеством слюды, ориентированной по слоистости, алевролитовый прослой сменяется глинистым почти без слюды. Затем следует новый ритм. Мощность микроритмов колеблется от 0,6 до 1,2 мм с величиной отдельных элементов в 0,2—0,4 мм. В этом же шлифе встречен ритм, мощность которого равна только 1 мм. Он начинается алевролитом и соприкасается с нижележащими слоями по четкой ровной границе, обусловленной резкой сменой грубости материала (переход от пелитовых частиц к алевролитовым). Интересно отметить, что ритмичность вызвана не только чередованием частиц разной размерности, но и сменой состава обломочного материала, как это видно по слюде, приуроченной в основном к алевролитовым прослоям.

Несколько слов о составе обломочного материала флишоидной свиты. В гальке мелкогалечных конгломератов, встреченных в ней в виде прослоев, содержатся породы всех нижележащих толщ: кварциты, яшмы, кварцитовидные песчаники, зеленые песчаники, зеленокаменные породы, гранитоиды; в более мелких обломках присутствуют кварц и плагиоклаз.

Песчаники встречаются двух типов. Чаще это полимиктовые песчаники, в которых главную роль играют угловатые зерна кварца (чистые или с волнистым угасанием), а также плагиоклазы. Последние местами имеют двойниковое строение и, очевидно, образовались при разрушении гранитных пород. Это подтверждается наличием в обломках небольших количеств ка-

лиевого полевого шпата (ортоклаза). Кроме того, наблюдаются осколки титанита, пироксена, кварцево-серицитовых и других метаморфических сланцев, яшм, кварцитов, а также эффузивов среднего и основного состава. Цемент обычно хлоритовый и хлорито-серицитовый.

В аркозовых песчаниках состав обломочного материала отличается большим однообразием. Преобладающую роль здесь играют обломки кварца, в меньшем количестве наблюдаются плагиоклаз, осколки титанита, сфена, иногда рудного минерала.

Встреченные в ряде мест туфы андезитовых порфиритов состоят из угловатых обломков вкрапленников эффузивов (плагиоклаза и пироксена), а также обломков основной массы. Цементирующая масса представлена перетертым материалом, в котором преобладает хлорит.

Мощность флишоидной толщи, как это хорошо видно из приведенного выше разреза, вскрывающего как подошву, так и кровлю свиты, достигает 1000 м. Что касается возраста свиты, то мы относим ее к верхней части лландейло (O_2ll_2) на основании положения ее между толщей пород, относимой к нижней части этого яруса, и следующей вверх по разрезу толщей, охарактеризованной фауной карадока. Кроме того, обращает на себя внимание сходство описанной флишоидной свиты со «свитой Беке» Чу-Илийских гор, занимающей то же стратиграфическое положение в разрезе.

Следующей в колонке характеризуемого района является жамбасшинская свита, развитая в долине лога Каратал, а также к югу и юго-востоку от колодца Жамбасши, по имени которого она и получила свое название.

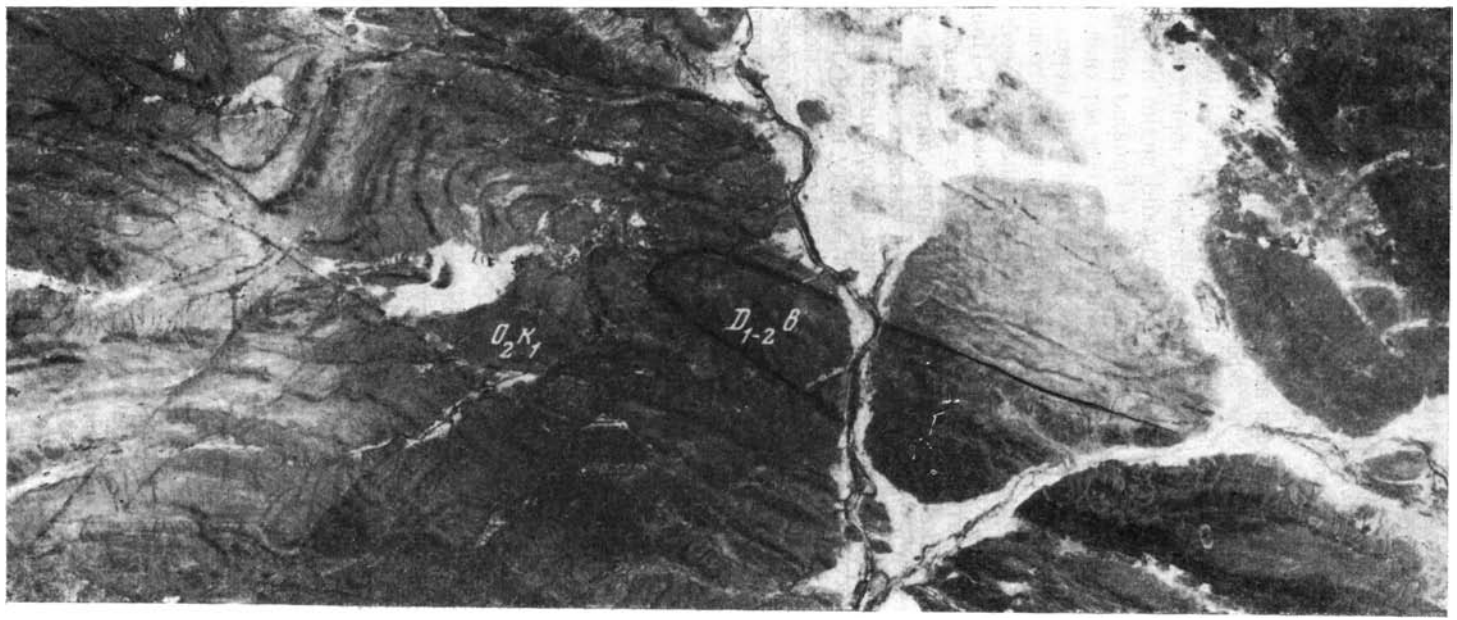
Несмотря на несогласие, наблюдающееся между ней и подстилающей флишоидной свитой, литологически они тесно связаны между собой. Здесь мы встречаемся с тем же ритмичным переслаиванием пород различной зернистости, однако, если во флишоидной свите основными элементами ритма были песчаники и сланцы, то в жамбасшинской на смену им приходят более грубозернистые породы — грубовалунные конгломераты и песчаники. Алевролиты и сланцеватые глины развиты в подчиненном количестве, появляясь главным образом в верхах разреза. Встречаются также известняки, местами образующие незначительные линзы, местами — более мощные и выдержанные прослои.

Наконец, было отмечено несколько незначительных по мощности прослоев андезитовых порфиритов и их туфов. Характер выходов этой толщи может быть проиллюстрирован снимком (фиг. 64), где виден флишоидный облик развитых здесь осадков.

Обращает на себя внимание состав обломочного материала конгломератовых прослоев, в гальке которых наряду с породами флишоидной и базальной свит лландейло, а также древних толщ (Cm и Pt) очень много валунов гранитоидов различного состава, величина которых достигает весьма значительных размеров.

В виде иллюстрации приведем конкретный разрез свиты, прослеженный нами в хороших вертикальных обнажениях у лога Каратал, в двух км ниже устья лога Караунгур. Разрез этот является непосредственным продолжением приведенного выше на стр. 165 для флишоидной свиты. На алевролитах и сланцеватых глинах последней (слой 9) здесь залегают:

		Мощность, м
O_3k_1	1. Конгломераты грубовалунные, с галькой нижележащих песчаников и алевролитов, а также гранитов и плагиогранитов	20
»	2. Пачка переслаивающихся между собой зеленых средне- и грубозернистых толстоплитчатых песчаников и темно-серых и зеленых алевролитов. Мощность отдельных прослоев 10—20 м. Отчетливое выдержанное залегание с простиранием 270°. Падение на север под углом 50—60°	200
»	3. Конгломераты грубовалунные, подобные слою 1, но в них тонкие (по 10—15 см) подчиненные прослои песчаников	50
»	4 Песчаники зеленые, массивные, средне- и грубозернистые	50



Фиг. 64. Выходы жамбасщинской свиты карадокского яруса (O_3k_1) по логу Каратал и несогласное перекрытие ее образованиями нижнего девона ($D_{1-2}b$)

		Мощность, м
O_3k_1	5. Пачка переслаивания мелкогалечных конгломератов с грубозернистыми и гравийными песчаниками. В подчиненном количестве встречаются пропластки темных сланцеватых алевролитов. Кроме того, было встречено несколько прослоев андезитовых порфиритов и туфов их	350
»	6. Пачка серых и черных тонколистоватых алевролитов и сланцеватых глин	50
O_3k_2	7. Выше трансгрессивно располагается толща конгломератов караунгурской свиты	

Близкий к этому разрез, характеризующийся, однако, появлением известняков, можно наблюдать в северном крыле той же мульды, которую образует в районе лога Қаратал жамбасшинская свита (см. фиг. 59). В 10 км западнее только что приведенного разреза, непосредственно выше алевролитов и сланцеватых глин флишоидной свиты нами прослежены:

		Мощность, м
O_3k_1	1. Выходы грубовалунных конгломератов, образующих полосу, четко выделяющуюся на местности и на аэрофотоснимках. Местами здесь наблюдаются коренные выходы конгломератов, чаще же это сплошная россыпь вымытых из них крупных галек, принадлежащих как породам нижележащей флишоидной толщи, так и кварцитам, яшмам и главным образом разнообразным гранитоидам	60—70
»	2. Пластовое тело гранодиорит-порфиров шириной около 150 м. Местами среди них встречаются ксенолиты зеленых песчаников, в толщу которых они внедрились	
»	3. Выходы мелкогалечного конгломерата	50
»	4. Песчаники зеленые	25
»	5. Известняки серые	20
»	6. Вновь россыпи галек конгломерата, образующие гряду, подобную описанной в слое 1. Конгломераты прорваны рядом даек диорит-порфиритов . .	50
»	7. Плохо обнаженное пространство с редкими гривками зеленых грубо- и среднезернистых песчанников	200
»	8. Гряда мелкогалечных конгломератов	50
»	9. Песчаники зеленые, прорванные рядом даек диорит-порфиритов	350

Далее разрез повторяется в обратном порядке, благодаря перегибу мульды.

Общая мощность свиты достигает, таким образом, 800—850 м.

Укажем, что аналогичный характер жамбасшинская свита имеет на всем протяжении между логом Қаратал и сопками Андассай-Қараоба. Однако при прослеживании в юго-восточном направлении заметно, что количество известняковых прослоев в ней возрастает, одновременно они становятся более мощными и выдержанными.

Фауна, собранная нами в одном из прослоев известняков, оказалась очень плохой сохранности и не могла быть определена. Однако И. В. Хохлов, С. Г. Токмачева и И. И. Порецкий, посетившие описываемый район в 1954 г., к востоку от лога Андассай, в двух точках, также в пропластках известняка собрали лучшей сохранности фауну, из которой М. Н. Королева и Т. Б. Рукавишникова определили[1]: *Camerella hemiplicata* var. *rotunda* (W. et S.), *Illaenus linnarssoni* Holm., *Ill.* cf. *oviformis* Warb., *Illaenus* sp., *Asaphus* sp., водоросли и криноидеи. Приведенный список позволяет параллелизовать жамбасшинскую свиту с андеркенским горизонтом Чу-Илийских гор.

Самой высокой в разрезе района лога Қаратал является свита грубовалунных конгломератов, названная нами караунгурской. Выходы ее прослеживаются в виде полосы шириной около 2—3 км от устья лога Қараунгур к горам Байгара, сопкам Андассай-Қараоба и далее на юго-восток.

Қараунгурская свита залегает с резким эрозионным несогласием как на образованиях жамбасшинской свиты, так и флишоидной, что хорошо

[1] Местонахождение фауны, найденной И. В. Хохловым, помечено на прилагаемой схеме (см. фиг. 59).

видно на схеме (см. фиг. 59), а также на снимке (фиг. 65) района устья лога Караунгур.

Состав свиты крайне однообразен — это преимущественно зеленые грубовалунные конгломераты, с редкими подчиненными прослоями также зеленых гравийных и среднезернистых песчаников. В гальке конгломератов, крайне разнообразной, встречаются породы буквально всех более древних свит и интрузивных комплексов. Особенно много здесь различного рода гранитоидов — красных жильных гранит-порфиров и порфировидных гранитов, лейкократовых (аляскитовых) гранитов, а также катаклазированных плагиогранитов, чрезвычайно близких микроскопически к развитым среди доордовикских интрузий (γ_2). Встречаются также уралитизированные габбро и ультрабазиты, сильно измененные, хлоритизированные и эпидотизированные эффузивы древних толщ (Rf и Cm), обломки яшм и кварцитов протерозоя. Наконец, много галек песчаников и сланцев нижележащих свит ордовика.

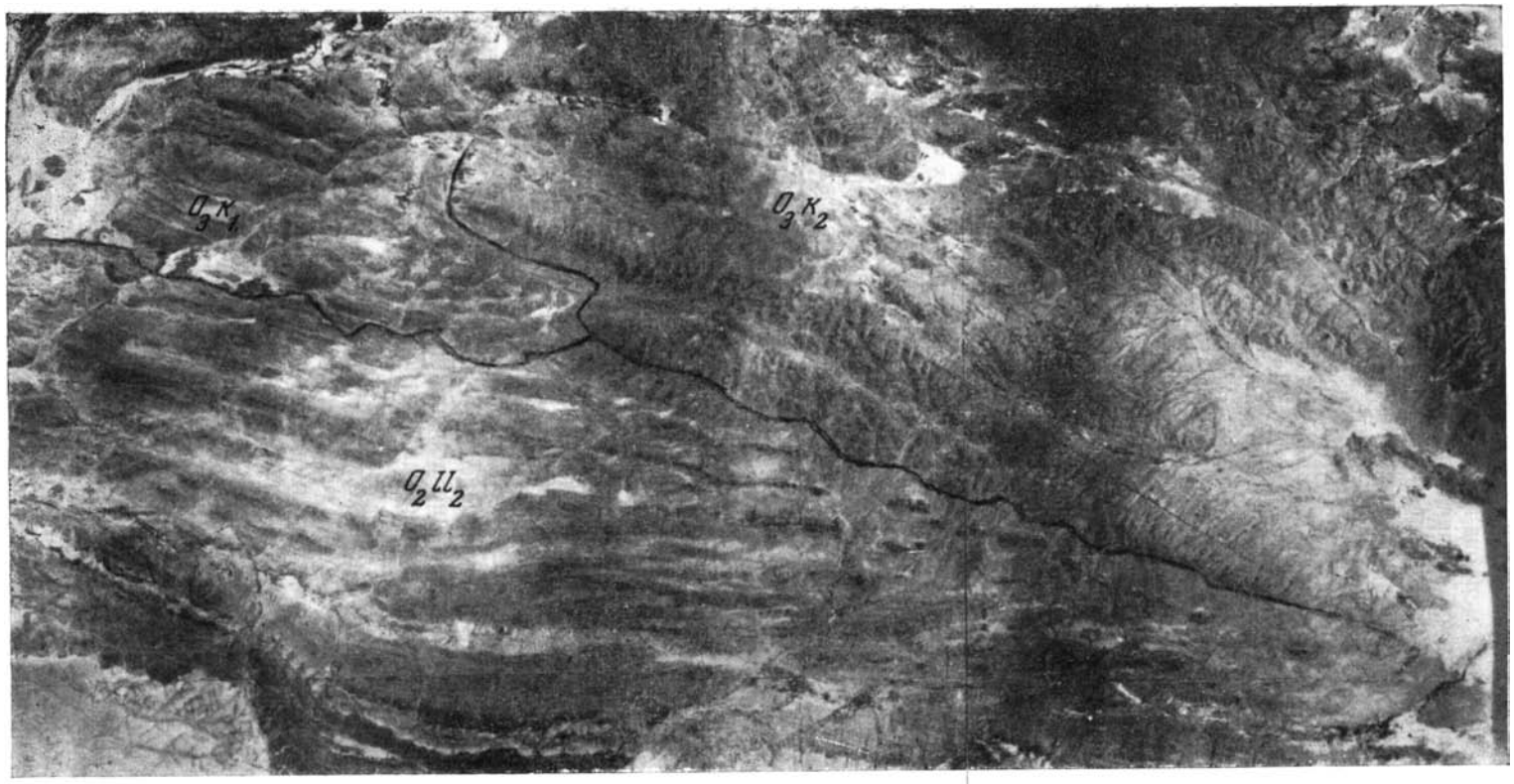
Мы позволим себе не приводить разреза описываемой свиты, так как, ввиду ее чрезвычайного однообразия, он мало что добавит к изложенному выше. В районе лога Каратал это сплошные поля грубовалунных конгломератов с редкими подчиненными прослоями песчаников. Мощность караунгурской свиты достигает здесь 500—600 м. Никакой фауны в описываемых породах найдено не было, поэтому возрастное положение караунгурской свиты определяется лишь на основании ее положения выше жамбасшинской, отнесенной нами к нижнему карадоку, а также литологического сходства с конгломератовой свитой гор Майжарлыган, возраст которой, по всем данным, отвечает отарскому горизонту Чу-Илийских гор.

На этом заканчивается разрез собственно района лога Каратал. Однако юго-восточнее, за логом Андассай, очевидно, получают некоторое развитие и более высокие горизонты карадокского яруса. Так, Л. П. Зоненшайн во время маршрутов в этой области отметил, что в верхах караунгурской свиты роль конгломератов постепенно снижается, и на смену им появляется пачка ритмичного переслаивания зеленых песчаников и сланцев, имеющая видимую мощность около 200—250 м.

Кроме того, И. В. Хохловым, С. Г. Токмачевой и И. И. Порецким в 1954 г. в районе уроч. Кенгыр была собрана фауна, из которой Т. Б. Рукавишникова определила следующие формы: *Cliftonia spiriferoides* (M c C o y), *Dulankarella extraordinaria* R u k., *Sowerbyella sericea* (S o w.), *Dalmanella* sp., *Strophomena* sp. Указанный комплекс характерен для дуланкаринского горизонта Чу-Илийских гор.

Наличие дуланкаринской фауны, а также указание Л. П. Зоненшайна на существование выше конгломератовых накоплений караунгурской свиты пачки переслаивания песчаников и сланцев, чрезвычайно напоминающей «свиту переслаивания» района гор Майжарлыган, прекрасно согласуются между собой. Вероятно, наиболее правильно указанную пачку присоединять не к верхам караунгурской свиты, а выделять самостоятельно, под именем андассайской свиты, параллелизуя ее с дуланкаринским горизонтом Чу-Илийских гор.

На этом заканчивается разрез района лога Каратал, представленный, таким образом, как это видно из колонки (см. фиг. 58), почти исключительно терригенными породами. Интересно, что состав обломочного материала свит описываемого разреза в сущности довольно однотипен и слагается из двух частей. Первая, к которой относятся обломки гранитоидов, метаморфических пород, яшм, эффузивов, приносилась в ордовикский бассейн извне. Другая, состоящая из кварца и плагиоклаза, представляющих в значительной степени пирокластический материал, поступила из самого бассейна. Необходимо отметить также различную грубость обломочного материала. Так, в лландейльском ярусе преобладающее значение имеют



Фиг. 65. Несогласное перекрытие образований жамбасшинской и флишоидной свит грубовалунными конгломератами караунгурской свиты. Устье лога Караунгур

тонкозернистые породы, среди которых встречаются лишь редкие горизонты конгломератов (конгломерат, лежащий в основании базальной свиты, подчиненные прослои мелкогалечных конгломератов флишоидной свиты). В карадокском ярусе значение грубообломочного материала постепенно нарастает, причем появляются крупногалечные конгломераты с галькой гранитоидов и других самых разнообразных пород, принесенных извне. Однако, если в жамбасшинской свите это лишь отдельные прослои, чередующиеся с более тонкозернистыми породами, то в караунгурской — это уже сплошное поле грубовалунных накоплений, причем преобладающее значение в обломочном материале их получают именно гранитоиды, габбро и другие глубинные породы, вскрытые в это время где-то поблизости.

Таким образом, можно говорить о постепенно расширяющейся трансгрессии ордовикского бассейна и все возрастающем и углубляющемся размыве, с чем связано все большее и большее количество обломочного материала, приносящегося извне. Это влечет за собой и более резкие несогласия между свитами. Так, несогласие между флишоидной и жамбасшинской свитами хотя и фиксируется в данном районе, но проявлено не очень резко; несогласие же между жамбасшинской и караунгурской оказывается значительно более серьезным. При этом оно улавливается не только по трансгрессивному налеганию верхней свиты на нижнюю, но также и по тому, что с ним, как мы увидим ниже, связано внедрение интрузий габбро, а также малых интрузий гранодиорит-порфиров, прорезающих жамбасшинскую свиту и перекрывающихся с осадками караунгурской (см. фиг. 59). Таким образом, граница нижнего и верхнего карадока в районе лога Каратал отмечена значительным несогласием и перерывом. Это является интересным дополнением к материалам Чу-Илийских гор, где описываемая граница непосредственно в разрезе не наблюдалась.

Если мы сравним теперь разрез рассмотренного нами района с разрезом гор Майжарлыган, то, как это видно из сопоставления колонок (см. фиг. 58), они обнаруживают довольно большое сходство. Так, базальная свита района лога Каратал легко сопоставляется с конгломерато-песчаниковой свитой гор Майжарлыган.

Следующая, флишоидная свита в последнем из указанных районов отсутствует, из чего можно сделать заключение, что вышележащие осадки карадока залегают здесь со скрытым несогласием на лландейло.

Состав же и характер карадокских толщ сравниваемых разрезов весьма сходен. Так, легко могут быть сопоставлены известняковая и жамбасшинская свиты, относимые к нижнему карадоку, караунгурская и конгломератовая и, наконец,— свита переслаивания гор Майжарлыган и неполно представленная свита ритмично переслаивающихся песчаников и сланцев, выделенная нами под названием андассайской и также принадлежащая дуланкаринскому горизонту.

Однако при значительном сходстве разрезов можно отметить и некоторые фациальные отличия их друг от друга. Так, жамбасшинская свита в районе лога Каратал представлена почти исключительно терригенными породами, среди которых встречаются лишь ничтожные по мощности прослои и линзы известняков. В противоположность этому в горах Майжарлыган наблюдается преимущественное развитие известняковых осадков. Если мы вспомним, что в районе Чу-Илийских гор для андеркенского горизонта также описано два типа разрезов — один терригенный, другой, характеризующийся появлением известняковых прослоев, то должны будем отметить, что для осадков карадокского яруса типично особо значительное непостоянство и быстрая изменчивость разреза по простиранию. Видимо, это связано со значительной расчлененностью тектонического рельефа того времени, в которое происходило накопление рассматриваемых толщ.

Прослеживая разрезы далее на северо-запад вдоль Джалаир-Найманского

грабена, остановимся кратко на рассмотрении района гор Котнак, Агашджайляу и района родника Ергебулак, расположенных в области северного блока развития отложений ордовика и обследованных нами при съемочных работах 1950 и 1951 гг.

Район гор Котнак

В районе гор Котнак вскрывается толща пород, которую мы считаем наиболее правильным параллелизовать с отарским горизонтом Чу-Илийских гор. От соответствующей ей по возрасту караунгурской свиты района лога Каратал она несколько отличается и фациально, и в отношении мощности, обнаруживая большее сходство с конгломератовой свитой гор Майжарлыган. Выходы толщи вытянуты в виде узкой полосы северо-западного простирания вдоль разлома, проходящего через родник Котнак. Породы располагаются с резким несогласием прямо на образованиях среднего протерозоя (ергебулакской свите — Pt_2er). На юго-востоке они срезаются массивами гранодиоритов и плагиогранитов (γ_3), среди которых наблюдаются крупные останцы и ксенолиты слагающих свиту пород.

Приведем разрез котнакской толщи, прослеженной нами в 1,5—2 км к северо-западу от одноименного родника. Непосредственно на массиве габбро здесь располагаются:

	Мощность, м
O_3k_2 1. Конгломераты крупногалечные, с хорошо окатанной галькой яшм, песчаников, сланцев, а также уралитизированного и соссюритизированного габбро, обломки которого особо обильны и достигают величины до 50 см и более, имея иногда характер огромных валунов. Среди конгломератов встречаются подчиненные прослои грубозернистых песчаников . .	100
» 2. Песчаники граувакковые, гравийные, плотные, переслаивающиеся с более тонкозернистыми разностями	30
» 3. Агломератные туфы порфирита с обломками мандельштейнов с гиалопилитовой структурой	20
» 4. Песчаники среднезернистые, серые, плотные, неяснослоистые, состоящие из плохо окатанных обломков кварца, порфирита, плагиоклаза и кальцита	50
» 5. Чередование порфиритов зеленоватых, плотных, массивных, с вкрапленниками плагиоклаза и плохо сортированных туфов	20
» 6. Чередование мелкогалечных конгломератов и туфопесчаников. Конгломераты преобладают. Они содержат гальку известняков, зеленых песчаников, яшм, скрепленных известковым цементом. Туфопесчаники зеленые, неравнозернистые, плойчатые. Простирание 320°. Падение на северо-восток под углом 70—75°. В более тонкозернистых прослоях их собрана фауна брахиопод, из которых Т. Б. Рукавишникова определила: *Dulankarella magna* Ruk., *Strophomena* aff. *rigida* Barr., *Christiania tenuicincta* (McCoy), *Sowerbyella sericea* (Sow.), *Sowerbyella* sp.	120
» 7. Известняк оолитовый, серый, криноидный. Содержит не определимые остатки брахиопод и трилобитов	5
» 8. Конгломераты мелкогалечные, с галькой известняков, песчаников, реже яшм	20
» 9. Известняк оолитовый, серый, с редкой фауной мелких брахиопод . . .	20
» 10. Конгломераты крупногалечные, с хорошо окатанной галькой размером до 3—4, а иногда до 20—30 см. Состав гальки: в основном известняки и зеленые песчаники, яшмы, кварциты, порфириты. В подчиненном количестве среди конгломератов встречаются линзы и прослои известняков, а также зеленых песчаников и сланцев	100
» 11. Чередование: порфиритов — плохо раскристаллизованных, зеленых, плотных, сильно кливажированных с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза; их туфов — серовато-зеленых, плохо сортированных, крупнозернистых, с большим количеством обломков плагиоклаза; туфов ортофира— темно-серых, среднезернистых, с обломками вкрапленников калиевого полевого шпата, кварца, реже плагиоклаза, а также зеленых глинистых сланцев	130
» 12. Чередующиеся прослои зеленых песчаников и сланцев. В подчиненном количестве среди них встречаются известняки, образующие линзы и прослои мощностью от 0,5 до 5 м	130

Суммарная мощность разреза 765 м.

В юго-восточном направлении мощность известняковых прослоев, участвующих в строении рассмотренного разреза, резко возрастает и они образуют здесь более выдержанные прослои, выдающиеся в рельефе в виде высоких гряд. Так, в 3—4 км на юго-восток от родника, между массивами гранодиоритов нами прослежен следующий неполный разрез, отвечающий верхней половине предыдущего (примерно со слоя 8 или 9):

	Мощность, м
O_3k_2 1. Сланцы и песчаники — зеленые и зеленовато-серые, с линзами и тонкими прослоями известняка	150
» 2. Конгломераты крупногалечные, с галькой измененных порфиритов, яшм, красных брекчиевидных известняков рифея, кварцитовидных песчаников кембрия и пр	50
» 3. Известняки светло-серые, перекристаллизованные, образующие мощную гряду	130
» 4. Конгломераты крупногалечные, подобные слою 2. Величина гальки достигает 20—30, иногда 50 см	150

Суммарная мощность разреза 530 м.

Укажем, что фауна, найденная в слое 6 первого из приведенных выше разрезов, свидетельствует о принадлежности описанной толщи осадков к верхнему карадоку. Так, *Dulankarella magna* Ruk., *Christiania tenuicincta* (Mc Coy), *Sowerbyella sericea* (Sow.) встречаются, по данным Т. Б. Рукавишниковой (1956), как в отарском, так и в дуланкаринском горизонтах Чу-Илийских гор. Однако *Strophomena* aff. *rigida* Barr. характерна только для отарского горизонта.

Литологический состав толщи — наличие в ней значительного количества крупногалечных конгломератов с разнообразной галькой, в частности обильной галькой габбро, и резкое трансгрессивное залегание на нижележащих осадках позволяет параллелизовать ее с караунгурской свитой района лога Каратал. Появление же прослоев порфиритов, их туфов и линз известняков с фауной сближает ее с конгломератовой свитой гор Майжарлыган.

Таким образом, корреляция котнакской толщи с указанными свитами и отнесение ее к отарскому горизонту кажется нам наиболее правильным, тем более, что для эталонного разреза Чу-Илийских гор также характерна резкая фациальная изменчивость свиты и появление в некоторых разрезах ее карбонатных осадков.

Район гор Агашджайляу

В районе гор Агашджайляу разрез ордовика представлен песчано-карбонатной толщей осадков, разбитой многочисленными тектоническими сколами и разрывами, и крайне неполный. Схематически, вследствие плохой обнаженности, он может быть представлен в следующем виде:

	Мощность, м
O_3k_1 1. Скальные выходы известняков серых, плотных, местами переходящих в известняковые брекчии	30
» 2. После перерыва — выходы туфопесчаников серых, плотных, сильно разбитых кливажом, далее переходящих в грубозернистые полимиктовые туфопесчаники	200
» 3. Прослои и гряды брекчированных известняков мощностью от 30 до 50 м. В промежутке между ними, по щебенке и коренным гривкам прослеживаются туфопесчаники серые, сильно дробленые	200

Суммарная мощность разреза 430 м.

К сожалению, никакой фауны ни в известняках, ни в песчаниках встре-

чено не было, поэтому лишь предположительно, на основании литологического сходства с ранее разобранными разрезами, можно говорить о том, что мы имеем здесь дело с выходами андеркенского горизонта ордовика.

Район родника Ергебулак

В районе родника Ергебулак, как это видно по схеме, приведенной в гл. I (см. фиг. 21), вскрываются две свиты ордовика — нижняя, датируемая нами как лландейло, и верхняя — как карадок.

Нижняя свита распространена весьма ограниченно и развита лишь в узкой полосе, на севере ограниченной разломом, отделяющим ее от образований протерозоя. На юге она трансгрессивно перекрыта образованиями верхней свиты. Состав нижней свиты чрезвычайно однообразен. Это монотонное чередование серых и зеленовато-серых, обычно тонкозернистых песчаников и прослоев листоватых сланцев, мощность которых колеблется от 10 до 30 м. Породы сильно кливажированы и рассланцованы. Простирание их 310°, весьма выдержано, падение на юг под углом 60—70°.

Песчаники имеют полимиктовый состав и, судя по изучению под микроскопом, состоят из зерен кварца и обломков вкрапленников эффузивов, главным образом альбита. Местами встречаются сростки микроклина и кварца, происходящие уже за счет интрузивных пород. Сравнительно редко наблюдаются более крупные обломки, принадлежащие главным образом кварцевым дацитовым порфирам, реже порфиритам, а также кварцитам и филлитам.

Приведем разрез свиты, прослеженный нами примерно в середине упомянутого выше тектонического клина. Сразу за разломом, отделяющим кварциты протерозоя от образований ордовика, в пологих плоских увалах наблюдалось:

	Мощность, м
O_2II 1. Чередование зеленых крепких песчаников с мелкими, видимыми лишь под микроскопом, обломками гранитоидов, а также зеленых тонколистоватых сланцев	80
» 2. Непрерывные гривки той же сланцево-песчаной толщи. Местность равнинная, почти лишенная возвышений	100
» 3. Монотонное чередование песчаников зеленовато-серых, среднезернистых, с заметной местами ясной и тонкой слоистостью, а также зеленых и вишневых алевролитов и аргиллитов	150
» 4. Непрерывное ритмичное переслаивание зелено-серых песчаников, алевролитов и сланцеватых глин. На поверхностях выветривания местами хорошо видны образования типа иероглифов	200
» 5. Выходы той же сланцево-песчанистой толщи. Сланцы преобладают, изредка встречаются более крупнозернистые песчаники	150

Суммарная мощность свиты — 680 м.

Верхняя свита, слагающая первую южную гряду Ергенектинских гор, залегает резко трансгрессивно и несогласно на нижней свите, частично переходя также на образования протерозоя (см. фиг. 21). В составе ее участвуют зеленые грубовалунные конгломераты, с хорошо окатанной и сортированной галькой, величина которой колеблется от 2—3 до 20—25 см в диаметре, полимиктовые песчаники, сланцы, а также серые, местами комковатые и брекчированные известняки.

Состав гальки конгломератов чрезвычайно разнообразен. Здесь встречено много кварцитов, микрокварцитов, кварцитовых сланцев и мраморов, несомненно происходящих из свит протерозоя, а также яшм и эффузивов рифея и кембрия. Последние представлены главным образом кварцевыми дацитами и порфиритами, местами сильно измененными, рассланцованными, метаморфизованными и превращенными уже в порфироиды и порфиритоиды. Очень обильны гальки интрузивных пород, достигающие иногда

величины громадных валунов и принадлежащие главным образом хлоритизированным и соссюритизированным габбро, плагиогранитам, местами милонитизированным, а также жильным породам кварцево-диоритового состава. Кроме того, весьма обильны гальки зеленых песчаников и светло-серых известняков, имеющих уже свежий облик и несомненно происходящих из нижележащей свиты ордовика.

Наиболее полный разрез описываемой свиты наблюдался нами в Ергенектинских горах, где близ западного родника снизу вверх было прослежено:

		Мощность, м
O_3k_1	1. Конгломераты крупногалечные, с галькой кварцитов и кварцитовых сланцев, а также глинистых сланцев и зеленовато-серых песчаников . .	130
»	2. Песчаники грубозернистые, полимиктового состава, с прослоями крупногалечных конгломератов. Простирание 310°	250
»	3. Песчаники плотные, тонкозернистые, сильно рассланцованные и при ударе рассыпающиеся на тонкие плитки; они пронизаны рядом маломощных даек серого кварцевого диорит-порфирита, идущих согласно сланцеватости и имеющих мощность 1—3 м	60
»	4. Песчанистые сланцы, с плохо сохранившейся фауной, из которой определены: *Lingula* aff. *amabrilis* R e e d, *Sowerbyella sericea* (S o w.), *Christiania tenuicincta* (M c C o y), *Camarotoechia* sp., *Platystrophia* sp., *Clitambonites* sp., *Asaphus radiatus* S a l t., *Megalaspis* sp., *Illaenus talasicus* W e b. и др.	20
»	5. Прослой зеленых глинистых сланцев с характерной тонкоплитчатой отдельностью. В сланцах встречены крупные валуны известняка, имеющие характер разорванного прослоя	20
»	6. Андезитовый порфирит с крупными лейстами плагиоклаза	20
»	7. Пачка грубозернистых песчаников и крупногалечных конгломератов, галька которых достигает величины от 10 до 20 см. Среди нее много кварцитов и кварцевых сланцев, зеленых и серых песчаников, а также габбро, гранодиоритов и плагиогранитов. Пачка прорвана рядом пластовых даек диорит-порфиритов в 1—2 м мощностью	200
»	8. Туфопесчаники грубозернистые, переходящие в конгломераты	100
»	9. Алевролиты зеленые, сильно рассланцованные. На поверхностях их следы иероглифов	40
»	10. Ритмичное чередование песчаников и зеленых сланцев. Мощность прослоев их от 10 до 30 м	250
»	11. Пластовая дайка диорит-порфирита	5
»	12. Тонкозернистые песчаники и сланцы, чередующиеся между собой . . .	100

Что касается фауны, найденной в слое 4 приведенного разреза, то она свидетельствует в пользу карадокского возраста верхней свиты рассматриваемого района. Так, *Lingula amabrilis* описана Ридом из карадокских известняков Гирвана (Шотландия). *Asaphus radiatus* S a l t. также является характерной формой карадокского яруса, *Illaenus talasicus* W e b. известен из тамдинских известняков Каратау, *Sowerbyella sericea* (S o w.), *Christiania tenuicincta* (M c C o y) описаны Т. Б. Рукавишниковой из отарского и дуланкаринского горизонтов верхнего карадока.

Рассмотрение литологии разреза верхней свиты показывает, что она состоит из двух частей. Первая охватывает слои 1—8 и характеризуется непрерывным чередованием конгломератов и песчаников с преобладанием первых. Мощность ее составляет 800 м. Вторая, общей мощностью 440 м (слои 9—12), представлена пачкой ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и сланцев. Таким образом, в своем строении верхняя свита района родника Ергебулак обнаруживает большое сходство с верхами колонки лога Каратал, относимыми нами к верхнему карадоку — частично к отарскому, частично к дуланкаринскому горизонтам.

Нижняя свита, лишенная фаунистической характеристики, условно, на основании сходства с ранее рассмотренными разрезами, относится нами к лландейло.

В заключение укажем, что разрез карадокских отложений района родника Ергебулак был описан также М. И. Александровой и Б. И. Борсуком (1955). Указанные исследователи, однако, отметили в нем значительно большее количество прослоев эффузивных пород (порфиритов, их туфов и пр.). Несомненно, это связано с тем обстоятельством, что рассматриваемые разрезы были составлены в некотором удалении один от другого. Так, приведенный выше разрез описан нами из района западного родника Ергебулак, а разрез М. И. Александровой и Б. И. Борсука — из района родника, расположенного в двух километрах восточнее. Это расстояние, очевидно, оказалось достаточным для выпадения ряда прослоев эффузивов. Таким образом, здесь, как и в районе гор Котнак, мы встречаемся с чрезвычайно быстрой изменчивостью образований карадокского яруса.

Итак, если мы подытожим сказанное о разрезах северного блока Джалаир-Найманской зоны (горы Котнак, Агашджайляу, родник Ергебулак), то увидим, что здесь мы имеем дело в сущности с той же колонкой отложений ордовика, что и для более южных ее частей. Лландейльский ярус представлен обычной для него толщей флишоидного переслаивания песчаников, алевролитов и сланцеватых глин. Карадокский ярус, с одной стороны, сложен песчано-карбонатной толщей гор. Агашджайляу, которую, вероятно, правильнее всего параллелизовать с его низами (андеркенский горизонт Чу-Илийских гор), с другой — толщей грубообломочных накоплений, среди которых главную роль играют песчаники и конгломераты с разнообразной галькой, в частности, с галькой габбро и кислых интрузивных пород, а подчиненную —прослои известняков, порфиритов и их туфов. Эту толщу, обнажающуюся в районе гор Котнак и родника Ергебулак, быстро меняющуюся от разреза к разрезу и трансгрессивно налегающую на все нижележащие образования, мы относим к верхнему карадоку, сравнивая ее с отарским горизонтом Чу-Илийских гор. Наконец, в районе родника Ергебулак появляются, очевидно, и более высокие горизонты карадокского яруса, возможно, отвечающие уже дуланкаринскому горизонту.

Район могилы Кипчакбай

Наконец, для представления о разрезе ордовикских отложений крайней северо-западной части Джалаир-Найманского грабена рассмотрим область, расположенную к юго-востоку от могилы Кипчакбай. Судя по материалам Б. М. Келлера и К. А. Лисогор (1954), отложения ордовика представлены здесь следующими горизонтами (снизу вверх).

O_1ar. Когашикский горизонт аренигского яруса, залегающий трансгрессивно на образованиях рифея и сложенный внизу толщей аркозовых и слюдистых песчаников, выше — опоковидными породами и плитчатыми кремнями с обильной фауной граптолитов (см. фиг. 58). Мощность весьма значительна и достигает 800 м.

O_2lv. Копалинский горизонт лланвирнского яруса, представленный желтовато-серыми и красноватыми кремнистыми алевролитами и аргиллитами, также охарактеризованными фауной граптолитов. Мощность их измеряется в пределах 150—170 м.

O_2ll_1. Караканский горизонт нижнего лландейло, для которого характерно наличие внизу пачки кремнистых алевролитов и слюдистых песчаников с граптолитами, выше — пласта известняков с богатым комплексом трилобитов. В самом верху вновь располагается пачка кремнистых пород с граптолитами. Общая мощность достигает 320 м.

Мы позволим себе ограничиться приведением краткой характеристики горизонтов, иллюстрируемой приложением сводной колонки (см. фиг. 58), так как более подробные сведения о стратиграфии описываемого района с полным перечнем найденных здесь ископаемых и их анализом можно найти в монографии Б. М. Келлера и К. А. Лисогор (1954).

Следует отметить, однако, что, так как данная работа посвящена в основном описанию именно караканского горизонта, то более высокие стратиграфические подразделения в ней не рассматриваются. Лишь вскользь упоминается о наличии известняков андеркенского горизонта в районе так называемой «Белой вышки».

Более подробные сведения об осадках карадокского яруса района могилы Кипчакбай мы находим в работе М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), которые дают следующий разрез отложений этого возраста:

		Мощность, м
$O_3k_1 + O_3k_2$	1. Известняки розоватые и белые, комковатые, с фауной *Illaenus linnarssoni* var. *ovus* Holm., *I.* aff. *wimani* Warb., *I. fallax* Holm., *I. americanus* Bill., *Bumastus nudus* Ang., *B. holei* Förste, *B.* cf. *holei* Förste, *Sphaerexochus* sp., *Holotrachelus punctilosis* var. *incurvus* Web., *Encrinurella* sp., *Acrolichas* cf. *punctatus* Web., *Acrolichas* aff. *dalecarlicus* Ang., *Lyralichas bronnicovi* Web., *Clarkella* (?) sp. *Subulites* sp., *Sinuites* sp. Известняки прослеживаются вкрест простирания	300
»	2. Задернованное пространство	300
»	3. Порфириты с крупными лейстами плагиоклаза	150
»	4. Конгломераты, прослеживающиеся по россыпи крупных галек и валунов песчаников, кварцитов, яшмо-кварцитов, известняков и реже эффузивов	300
»	5. Порфириты, конгломераты, зеленые песчаники, очевидно, чередующиеся между собой	

Общая мощность разреза карадокского яруса достигает, таким образом, до 800 м.

Следует отметить, что из всего разреза фаунистически охарактеризован лишь нижний пласт известняка, содержащий обильную фауну андеркенского горизонта. Выше его, с неясным контактом из-за плохой обнаженности, располагается мощная толща конгломератов, песчаников, а также прослоев порфиритов, чередующихся между собой. Литологически она очень напоминает более высокие горизонты карадока, неоднократно описанные нами выше. Таким образом, возможно, что карадокский ярус представлен здесь не только андеркенским горизонтом, но также и более высокими слоями, отвечающими отарскому горизонту. Поэтому на прилагаемой колонке (см. фиг. 58) нами около описываемой толщи поставлен индекс $O_3k_1 + O_3k_2(?)$.

Итак, подытоживая все сказанное, мы видим, что на крайнем северо-западе Джалаир-Найманского грабена разрез ордовика вновь начинается с более низких горизонтов, точнее с отложении аренигского яруса, отсутствовавших в разрезах у родника Ергебулак, лога Каратал, гор Майжарлыган и др. Далее следуют образования лланвирна и нижнего лландейло. Наконец, верхи разреза, изученные недостаточно детально и в настоящий момент датируемые карадокским ярусом без дальнейшего уточнения, имеют значительную мощность и, возможно, отвечают не только нижней, но и верхней половине этого яруса.

Таким образом, разрез ордовикских отложений северо-западной части Джалаир-Найманского грабена довольно полон.

Сарытумский грабен

Для того, чтобы покончить с описанием ордовикских отложений центрального грабена, необходимо, хотя бы в нескольких словах, остановиться на характеристике их в пределах Сарытумской структуры. Образования ордовика развиты здесь главным образом к югу от уроч. Акжал и слагают собой полосу северо-западного простирания шириной в 5—7 км, быстро исчезающую под четвертичными отложениями оз. Балхаш. Небольшие изолированные выходы их известны также в районе уроч. Каскабай и степи Жусан-Дала, намечая, таким образом, дальнейшее протяжение этой струк-

туры, юго-восточнее полностью перекрытой рыхлыми отложениями и, очевидно, затухающей.

К сожалению, сведения об ордовикских отложениях Сарытумского грабена крайне скудны и ограничиваются лишь общими описаниями. Судя по работам А. Е. Репкиной в 1944 г. и отдельным маршрутам Л. П. Зоненшайна в 1952 г., основным полем развития фаунистически охарактеризованных отложений этого возраста оказывается описанная выше полоса к югу от уроч. Акжал. Здесь развиты терригенные осадки лландейльского и карадокского возраста, более детальное разделение которых пока еще не проведено.

Следует отметить, что А. Е. Репкина в состав ордовикской толщи включала также серию вулканогенных пород, расположенную непосредственно к югу от полосы кварцитов Буру-Байтал, отнесенную нами к нижнему рифею (см. гл. II).

При характеристике развитых в этой серии диабазовых порфиритов с миндалекаменной структурой и уралитизированных диабазов А. Е. Репкина отметила чрезвычайно интенсивную степень изменения их, плохо вяжущуюся с обликом остальных пород, входящих в состав ордовикских образований. При этом она не охарактеризовала контакт эффузивных образований с располагающейся выше терригенной толщей, содержащей фауну ордовика. По данным Л. П. Зоненшайна, этот контакт отмечен резким несогласием и наличием горизонта базальных конгломератов.

Серия терригенных пород с поразительным однообразием выдерживается на расстоянии более 70 км, начиная от берегов оз. Балхаш и до уроч. Кызылкемпер на северо-западе. Литологически в ней могут быть выделены два отличающихся друг от друга горизонта, хорошо прослеживающихся на значительных расстояниях; точные стратиграфические взаимоотношения их из-за отсутствия полных разрезов, однако, пока неясны.

Конгломерато-песчаниковый горизонт, состоящий из частого чередования прослоев песчаников, конгломерат-песчаников и конгломератов. Характерна флишоидность толщи, наличие на плоскостях наслоения пород неровностей и поверхностей размыва. Здесь же встречаются незначительные по мощности линзы известняков.

Лучшие обнажения этого горизонта наблюдаются близ колодца Сарытума, в других местах он вскрыт хуже, однако всегда легко распознается по характерному виду песчаников и конгломератов. В нем развиты: 1) песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, кварцево-полевошпатовые или полимиктовые; 2) грубозернистые песчаники и конгломерат-песчаники, состоящие из мелких угловатых галечек разнообразно окрашенных пород, в состав которых входят кварциты, кварцево-слюдяные и кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, порфириты, диабазы, известняки и другие породы более древних толщ. В некоторых разновидностях конгломерат-песчаников, кроме того, много обломков гранит-порфиров с микрографической и сферолитовой основной массой; 3) конгломераты крупногалечные, с гальками, величина которых достигает размера головы взрослого человека. В гальках много гранитов, гранодиоритов, песчаников и известняков. Нередко наблюдается, что к тем участкам, которые изобилуют галькой последних, приурочиваются выходы линз таких же известняков, включающих остатки фауны плохой сохранности. Известняки с фауной обнаружены во многих пунктах описываемого горизонта, в частности, в районе колодца Сарытума и по старой Буру-Байтальской дороге.

Известняковый горизонт. Непосредственно к конгломерато-песчаниковому горизонту примыкает пачка известняковых сланцев, насыщенных большим количеством очень мелких караваев, линзочек и прослоев серых известняков, сильно рассланцованных и стоящих на головах, что связано с наблюдающейся здесь тектонической подвижкой.

Дальше от линии нарушения породы принимают более нормальный облик и менее круто наклонены. Помимо известняковых сланцев в пачку входят серо-зеленые песчаники и песчанистые сланцы.

В крайней западной части и на востоке среди описываемой полосы рассланцованных известняковых пород встречаются крупные линзы и пласты более массивных известняков с фауной. Фауна собрана главным образом в районе уроч. Бурлтас[1].

Таковы литологические горизонты, выделяемые А. Е. Репкиной в описываемом районе. К сожалению, ни конкретных разрезов их, ни мощностей автором не приводится. Тем не менее, обращает на себя внимание сходство развитых здесь пород с ранее описанными нами свитами и толщами. Так, несомненно, много общего можно найти в комплексе пород конгломерато-песчаникового и известнякового горизонтов с одноименными свитами гор Майжарлыган, а также с флишоидной и жамбасшинской свитами района лога Каратал, относимыми нами к лландейльскому и карадокскому ярусам.

Что касается фауны, собранной А. Е. Репкиной в выделенных выше горизонтах, то, к сожалению, она в большей своей части осталась не обработанной. Брахиоподы, переданные А. Ф. Лесниковой, были определены лишь предварительно, с указанием возраста их, отвечающего верхам лландейльского, а также карадокскому ярусам. Кроме того, ряд форм был просмотрен Б. С. Соколовым, который из конгломерато-песчаникового горизонта определил: *Syringopora* ex gr. *fasciculatis* E. H. и водоросли из Dascyclodaceae и *Cyclocrinus*, а из известнякового: *Receptaculitus* sp., *R.* gen. nov., *R.* cf. *orbis* E i c h w., *Ishadites* cf. *murchisoni* E i c h w., *I.* ex gr. *Königi* M u r c h., *I.* sp., *Dianulites* sp. (cf. *petropolitanus* D u b.), а также *Nichobsonella* sp. ex gr. *ponderosa* U l r i c h.

В целом приведенная фауна, по мнению Б. С. Соколова, включает ряд форм, характерных для ордовика Прибалтики. На основании всего вышеизложенного А. Е. Репкина, следуя заключению названных палеонтологов, относит выделенные ею горизонты к средним слоям ордовика — к карадокскому или верхнелландейльскому ярусам. Такое заключение, как мы видим, вполне согласуется с приведенным нами сравнением развитых здесь толщ со свитами района лога Каратал и гор Майжарлыган. Более подробное расчленение и палеонтологическое изучение описываемых образований, очевидно, является делом будущих исследований.

Помимо описанной выше полосы, образования ордовика в пределах Сарытумского грабена известны также в небольшом блоке к северу от уроч. Каскабай и в восточной части степи Жусан-Дала, где ими образовано несколько мелких структур, наполовину погребенных под современными отложениями. Основание ордовика, судя по материалам Л. П. Зоненшайна и И. В. Хохлова, здесь не вскрыто. Видимая часть толщи сложена зеленовато-серыми и табачными песчаниками, сланцами, конгломератами, прослоями порфиритов и серо-розовых известняков, т. е. обычным набором пород для образований этого возраста. Мощность и количество известняковых прослоев непостоянны — местами это единичные прослои, измеряющиеся метрами (3—5 м), местами — два-три прослоя по 20—30 м каждый.

В логе Тесик, на западном склоне гор Когур-Тюбе, Л. П. Зоненшайн и И. В. Хохлов в одном из прослоев известняков нашли фауну: *Cyclospira diversa* R e e d, *Christiania tenuicincta* (M c C o y), *Strophomena* sp., *Leptelloidea* sp., Plectambonitidae. Основываясь на ней, указанные авторы относят описанные отложения к карадокскому ярусу ордовика.

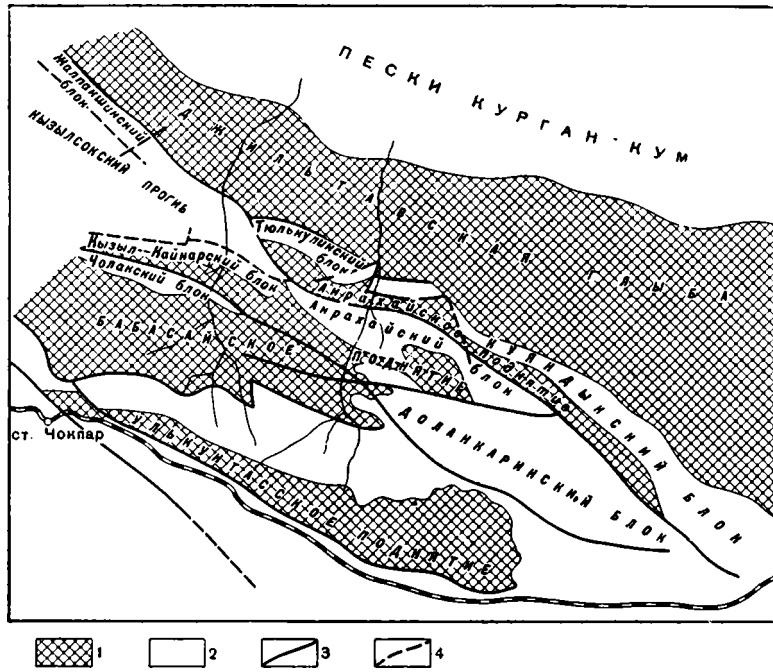
Заканчивая на этом характеристику образований ордовика Сарытумского грабена, мы видим, что, несмотря на слабую изученность, в общих

[1] На последних картах — уроч. Карагуз.

чертах можно говорить о близости их к одновозрастным осадкам Джалаир-Найманской структуры.

Попробуем теперь кратко подытожить все изложенное об ордовикских отложениях центрального грабена в целом.

Как видно из приведенного выше фактического материала, образования этого возраста развиты в рассматриваемой структуре весьма широко, достигая 4000—4500 м мощности. Однако, если отложения рифея и кембрия,



Фиг. 66. Схема расположения основных структурных элементов Чу-Илийских гор в ордовике. Составила Н. Г. Маркова по материалам И. В. Хохлова, Л. П. Зоненшайна, Б. М. Келлера, 1960 г.:

1 — поднятия, сложенные докембрием и кембрием; *2* — прогибы, выполненные ордовиком; *3* — крупные разломы; *4* — второстепенные разломы

ввиду выдержанности их по простиранию, могли быть уложены в единый сводный разрез, характеризующий собой всю область центрального грабена, то иначе обстоит дело с ордовиком, состав, характер и мощность отдельных горизонтов которого меняется на коротких расстояниях.

Так, нижний ордовик, развитый только на крайнем северо-западе и юго-востоке, отличается в этих районах как фациально, так и по мощности (800 м кремнистых и опоковидных пород кагашикского горизонта в районе могилы Кипчакбай и 150 м известняков с той же фауной в районе Чу-Илийских гор и т. д.). Осадки лланвирна и лландейло различных участков различаются преимущественно полнотой разреза и мощностями. Образования же карадока варьируют значительно сильнее. При описании колонок андеркенского горизонта мы неоднократно отмечали преобладание в нем то известняковых, то терригенных осадков, иногда довольно грубых, ритмично наслоенных, а также резкое колебание мощностей. В верхнем карадоке для ряда участков характерны грубовалунные накопления, отмечаются прослои эффузивов, для других — более тонкие песчанистые и карбонатные осадки, горизонты и пачки флиша. Сильно варьируют мощности.

Несомненно, что указанные различия разрезов вызваны начавшейся именно в это время тектонической дифференциацией области центрального грабена, прежде представляющего собой единое структурное целое. Попробуем проиллюстрировать это на конкретном примере.

Рассмотрим несколько более подробно разрезы различных участков Чу-Илийских гор, где благодаря прекрасной обнаженности и детально разработанной стратиграфии удается наиболее уверенно проследить интересующее нас явление.

На фиг. 66 схематично отображено строение этой области — указаны прогибы, выполненные ордовиком, разделяющие их поднятия, даны названия отдельных структур, заимствованные нами из работ И. В. Хохлова и Л. П. Зоненшайна, Б. М. Келлера (1956) и других геологов.

Рассмотрение этой схемы, а также фиг. 1 приводят к выводу о блоковом строении описываемого участка и обилию здесь разрывных нарушений, главным образом северо-западного, реже северо-восточного простираний.

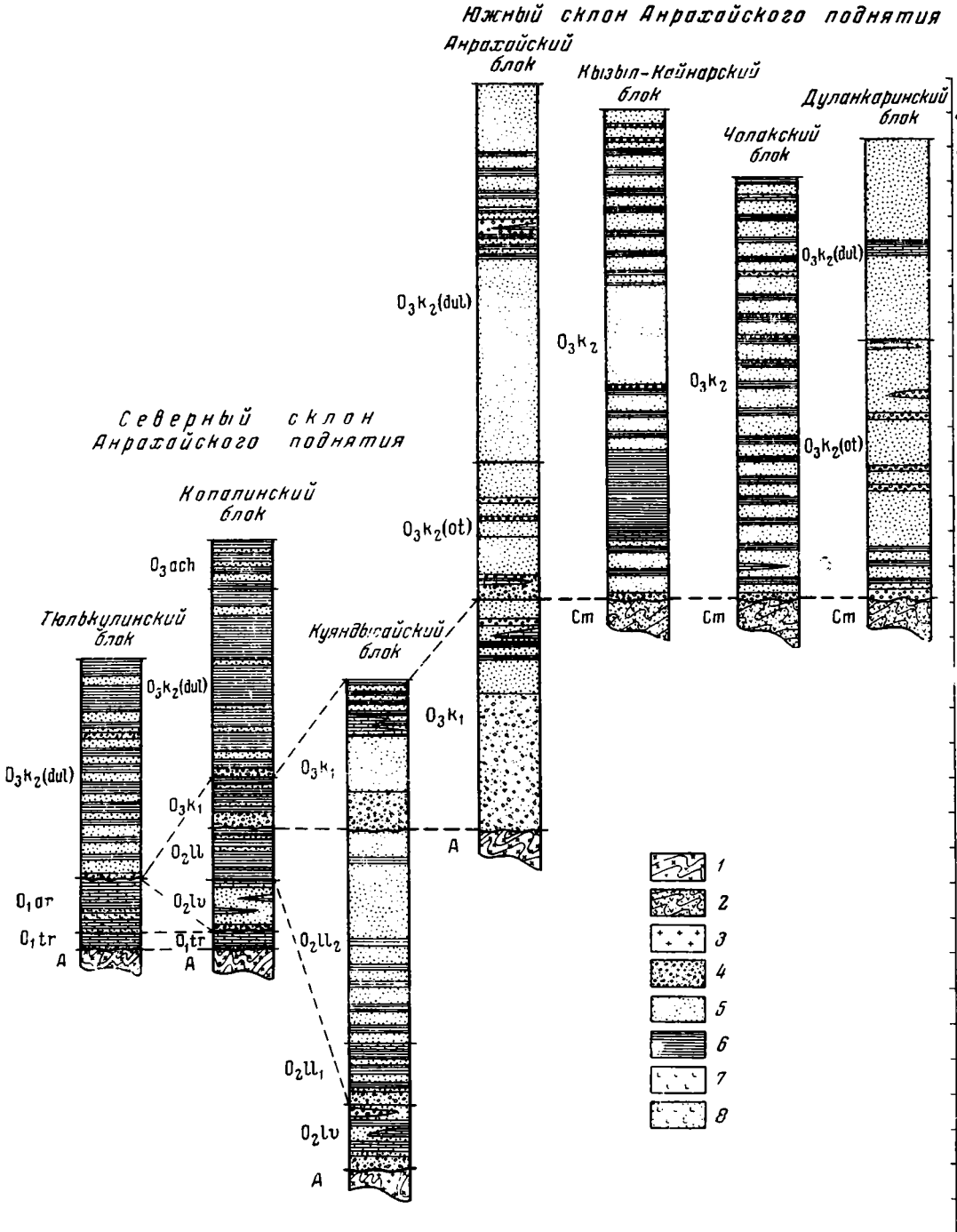
Совершенно очевидно, что структура Чу-Илийских гор в том виде, в каком она рисуется в настоящее время на геологической карте, сложилась не сразу, а оформлялась в течение длительного времени. Тем не менее, значительная часть изображенных на схеме блоков, может быть в несколько иной конфигурации, но в ордовике уже существовала. В этом убеждает нас анализ колонок, сведенных на фиг. 67. Главное, что останавливает на себе внимание при изучении последних — это резкое различие разрезов северного и южного склонов Анрахайского поднятия. На северном склоне мы знаем как нижний, средний, так и верхний ордовик, на южном — разрезы обычно начинаются прямо с верхнего отдела.

Если мы теперь рассмотрим отдельно каждую колонку северного склона Анрахайского поднятия, то увидим, что и здесь наблюдаются значительные отличия. Так, нижний ордовик есть только в Тюлькулинском и Копалинском блоках и совершенно отсутствует в Куяндысайском. При этом в первом разрез нижнего ордовика полнее, так как он представлен и тремадокским и аренигским ярусами, общая мощность которых достигает 200 м. В Копалинском же блоке известен лишь тремадок, не превышающий по мощности 50 м.

Главной составной частью нижнего ордовика обеих колонок являются карбонатные осадки — серые и синевато-серые известняки акжальской свиты (O_1tr) и розовые слоистые известняки и известняковые брекчии когашикского горизонта (O_1ar). Однако, судя по данным Л. П. Зоненшайна и И. В. Хохлова, в Тюлькулинском блоке среди последних значительную роль играют также вулканические образования, представленные основными порфиритами, их туфами и туфоагломератами. В центральных частях блока количество эффузивов весьма значительно; на запад и восток оно сильно сокращается, местами эффузивы выклиниваются совсем.

Выше нижнего ордовика в Тюлькулинском блоке несогласно располагаются образования верхнего ордовика, представленные темными песчано-сланцевыми породами дуланкаринского горизонта мощностью 600—700 м. В Копалинском же и Куяндысайском блоках (особенно во втором) широко развит также средний ордовик. Так, мы встречаемся здесь с лланвирнским ярусом, достигающим мощности 140 м — в Копалинском и 185 м в Куяндысайском блоках, причем в верхах последнего появляются линзы грубых конгломератов, отсутствующие в разрезах Копалинского участка. Кроме того, в обеих структурах наблюдаются осадки лландейльского яруса. В Куяндысайском блоке разрез его наиболее полон, так как здесь присутствуют и караканский горизонт (O_2ll_1), достигающий мощности 150—180 м, и свита Беке (O_2ll_2) мощностью в 647 м. В Копалинском блоке мощность всего лландейло не превышает 150 м.

Наконец, разрезы верхнего ордовика в рассматриваемых блоках также различны. В Куяндысайской структуре, как это указывалось уже нами



Фиг. 67. Сопоставление разрезов ордовика различных тектонических блоков в пределах Чу-Илийских гор. Составила Н. Г. Маркова по материалам Б. М. Келлера, И. В. Хохлова, Л. П. Зоненшайна, 1960 г.:

1 — гнейсы и другие метаморфические породы архея; *2* — песчаники и эффузивы кембрия; *3* — гранодиориты и диориты доордовикские. О р д о в и к: *4* — конгломераты и песчаники; *5* — песчаники и алевролиты; *6* — сланцы и сланцеватые глины; *7* — порфириты; *8* — туфы порфиритов

ранее, разрез нижнего карадока или андеркена достигает 424 м и имеет трехчленное деление. Выше базальной пачки здесь располагается горизонт известняков, вверх сменяющийся песчано-сланцевыми осадками. В Копалинском блоке трехчленное деление андеркенского горизонта не наблюдается и весь он представлен пачкой терригенных пород мощностью 150 м.

Андеркенским горизонтом разрез ордовика Куяндысайского блока заканчивается, так как выше располагаются образования девона. В Копалинском же блоке известен также верхний карадок, представленный дуланкаринским горизонтом мощностью в 560 м и флишевой толщей ашгильского яруса (кызылсайская свита) — 150 м.

Если мы обратимся теперь к колонкам северного склона Анрахайского поднятия, то увидим, что андеркенский горизонт встречен здесь лишь в разрезе Анрахайского блока, где он представлен обычной для него толщей осадков, отличной, однако, от только что охарактеризованной для Копалинской и Куяндысайской структур. Поражает огромная мощность базальных конгломератов, колеблющаяся от 300 до 600 м. Общая мощность андеркенского горизонта в данном блоке от 580 до 870 м.

Что касается более высоких горизонтов верхнего ордовика, то, по данным Б. М. Келлера (1956), на южном склоне Анрахайского поднятия выше андеркенского горизонта (O_3k_1) обычно располагаются осадки отарского горизонта (O_3k_2ot), отсутствовавшие в разрезах северного склона, где на андеркене прямо залегает дуланкаринский горизонт (O_3k_2dul). Фаунистически доказанный отарский горизонт известен в разрезах как Анрахайского, так и Дуланкаринского блоков, причем в первом из них мощность его достигает 405 м, во втором — 755 м. Вероятно он развит также в Кызылкайнарской и Чолакской структурах, разрезы которых составлены нами согласно материалам И. В. Хохлова и Л. П. Зоненшайна. Однако ввиду того, что указанными исследователями этот горизонт палеонтологически не обоснован и в приводимом ими разрезе объединен с дуланкаринским, мы вынуждены были в наших колонках также показать их обобщенно.

Укажем, что в Анрахайском и Дуланкаринском блоках выше отарского горизонта тоже располагается дуланкаринский горизонт, достигающий в первом — 1130 м, во втором 575 м мощности.

Итак, мы видим, что в пределах Чу-Илийских гор разрезы ордовика при переходе от одного тектонического блока к другому резко меняются как в отношении фаций, так и в отношении мощностей. Иногда различие разрезов весьма значительно, в связи с чем создается впечатление, что каждый блок живет в это время своей обособленной жизнью. Описанное явление свойственно несомненно не только району Чу-Илийских гор, а может быть распространено и на другие участки центрального грабена. Так, в 1951 г. это было отмечено мной и Л. П. Зоненшайном для района лога Каратал, то же, очевидно, имеет место и в других районах.

Итак, различие разрезов ордовика для разных участков центрального грабена, обусловленное начавшейся структурной дифференциацией этой крупной, прежде единой структуры, является первой и основной особенностью осадков рассматриваемого возраста, отличающей их от образований ранее разобранных систем. Второй, не менее характерной чертой, также представляющей собой следствие тектонического устройства этой зоны, оказывается появление, а местами и широкое развитие флишевых толщ. Остановимся кратко на этом вопросе.

Как следует из сделанного выше разбора разрезов ордовика центрального грабена, в пределах последнего неоднократно наблюдалось появление пачек осадочных пород, характеризующихся ритмичностью наслоения, наличием иероглифов, фукоидов, иногда поверхностей размыва в начале новых ритмов, и прочими признаками, сближающими их с типичными флишевыми образованиями. Как правило, это был терригенный флиш, т. е.

флиш, в формировании ритмов которого принимали участие главным образом обломочные породы: песчаники, алевролиты, сланцеватые глины, местами также мелкогалечные и грубовалунные конгломераты, иногда туфы. Карбонатные прослои здесь были весьма редки. При этом перечисленные разности пород группировались обычно в трех- и двухэлементные ритмы.

Появление флиша на территории грабена в период ордовика вполне закономерно и, так же как и в других районах, несомненно тесно связано с тектоническими особенностями данной области. Действительно, Джалаир-Найманский прогиб, имевший форму узкого трога, ограниченного разломами и с обеих сторон обрамленного высоко поднятыми областями Чуйского и Бурунтавского геоантиклинальных поднятий (см. фиг. 2), являвшимися своего рода кордильерами, представлял собой крайне подходящую структуру для накопления флишевых толщ. Ширина ее не превышала 15—30 км, длина же была огромна и достигала 600 км.

С другой стороны, из литературы о флише, в частности из многочисленных работ Н. Б. Вассоевича (1939—1951) известно, что флишеобразование знаменует собой определенный исторический этап в развитии геосинклинальных бассейнов, когда они начинают заметно дифференцироваться на отдельные прогибы и поднятия. Это также хорошо совпадает с теми выводами о тектоническом расчленении центрального грабена, к которым мы пришли выше. При этом, как это видно из стратиграфических колонок (см. фиг. 58), наиболее широкое развитие флишевых толщ в течение ордовика наблюдается дважды: впервые — в лландейльский век, когда ритмично наслоенные осадки имеют почти повсеместное распространение (свита Беке Чу-Илийских гор, флишоидная свита лога Каратал, нижняя свита родника Ергебулак); затем — во вторую половину карадока, главным образом в течение дуланкаринского времени («свита переслаивания» гор Майжарлыган, андассайская свита лога Каратал и верхняя свита родника Ергебулак). В остальное время флиш появляется спорадически то в одном, то в другом районе, причем в начале карадокского века флишевые осадки отличаются особой грубостью материала (жамбасшинская свита лога Каратал), так как в их составе значительная роль принадлежит крупногалечным конгломератам и валунникам. Такое распределение флишевых накоплений прекрасно увязывается во времени, как мы увидим далее при рассмотрении истории тектонического развития Бет-Пак-Далы, с периодами глубокого прогибания области центрального грабена, следующими за эпохами интенсивной складчатости, способствовавшей активизации кордильер и созданию ряда внутренних перегибов, поднятых блоков и прочих положительных структур, служивших областями питания для накапливающихся флишевых толщ. Первый такой период отвечал лландейльскому веку, второй — верхам карадока.

Таким образом, с какой бы точки зрения мы ни подходили к изучению осадков ордовика области центрального грабена, мы приходим к выводу о крайне активной жизни этой зоны в указанный период, особенно начиная с карадокского века.

ЗАПАДНО-БАЛХАШСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Образования ордовика в Западно-Балхашском геосинклинальном прогибе развиты несравненно меньше, чем в области центрального грабена. Мы не встречаемся в этой структуре ни с широким распространением отложений этого возраста, ни с полными и мощными разрезами их. Здесь это изолированные выходы и пятна, обычно не связанные друг с другом. К тому же палеонтологическая характеристика ордовика Западно-Балхашского геосинклинального прогиба пока еще чрезвычайно скудна.

Тем не менее выходы образований этой системы в пределах рассматриваемой крупной структуры известны как для районов Прибалхашского и

Сасырлыкского прогибов, так и для области разделяющего их Акдолинского поперечного антиклинального поднятия. Остановимся кратко на характеристике отложений ордовика каждой из указанных структурных форм.

Прибалхашский прогиб

В пределах Прибалхашского прогиба отложения ордовика имеют значительное распространение и представлены сокращенными разрезами. С выходами их мы встречаемся в трех местах: к северу от уроч. Акжал, на южном берегу залива Аккерме и к востоку от Каибского массива.

В первом из указанных пунктов осадками этой системы выполнена центральная часть синклинальной складки, нарушенной и сдвинутой разломом северо-северо-западного направления. В ней развиты исключительно терригенные породы, представленные чередованием темноокрашенных аргиллитов и алевролитов, тонкослоистых, местами рассланцованных. В породах наблюдаются многочисленные мелкие обломки кремнистых сланцев нижележащей толщи кембрия, на которую они налегают с резким размывом и угловым несогласием. На основании найденных здесь граптолитов из семейства Diplograptidae (Келлер, Крылов, Негрей, 1958), описываемая толща может быть отнесена к карадокскому ярусу. Б. М. Келлер считает возможным сопоставить ее с дуланкаринским горизонтом Чу-Илийских гор.

На южном берегу залива Аккерме образования ордовика занимают весьма незначительную площадь, вскрываясь в ядре так называемой Ортанской антиклинали, подробно описанной теми же авторами (Келлер и др., 1958). Отсюда известны лланвирн, представленный песчаниками и кремнистыми сланцами с граптолитами, а также лландейло и карадок, начинающиеся горизонтом конгломератов, среди обломочного материала которых много галек гранодиоритов, выше сложенных песчано-сланцевой серией осадков, близкой к неоднократно описанной в пределах центрального грабена. Видимая мощность разреза достигает 700 м.

Наконец, к востоку от Каибского массива образования ордовика, представленные лишь самыми верхними горизонтами, протягиваются в виде полосы шириной около 20 км от северной оконечности массива по направлению к уроч. Шалпан. Они смяты в спокойные, меридионального простирания складки, разбитые и сдвинутые рядом разломов северо-восточного направления. Здесь развита серия терригенных пород, обследованная нами летом 1955 г. и состоящая из непрерывного, весьма монотонного, ритмичного переслаивания песчаников, средне- и грубозернистых, частью конгломератовидных, с более тонкозернистыми разностями их, а также кремнистыми алевролитами с раковистым изломом. Породы, как правило, имеют темно-серую, почти черную окраску.

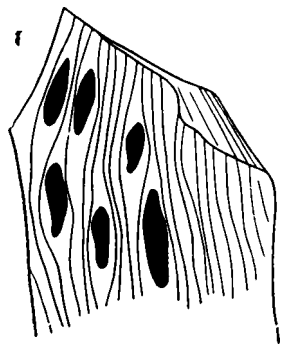
Грубокластический материал преобладает в нижних частях толщи, более тонкосортированный — в верхних. Мощность прослоев различных разностей изменчива. Иногда она измеряется 20—30 м, чаще же это единицы метров или десятки сантиметров. Местами чередование песчанистого и алевролитового материала бывает настолько тонким, что умещается в одном шлифе. Общая мощность толщи достигает 800—900 м.

Приведем конкретный разрез, прослеженный нами к северо-востоку от Каибского массива, вдоль русла сухого овражка, прорезающего описываемые образования вкрест простирания. Снизу вверх стратиграфически здесь прослежено:

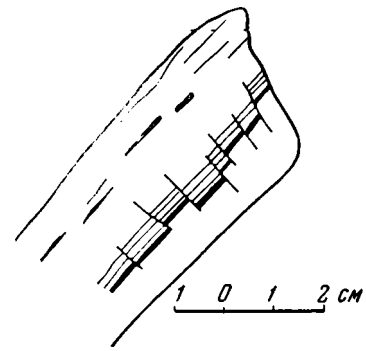
	Мощность, м
O_3 1. Переслаивание темно-серых, почти черных песчаников, местами несколько ороговикованных, гравийных их разностей и мелкогалечных конгломератов. Галька последних принадлежит тому же песчанику и черным кремнистым сланцам. Она сильно сдавлена и часто имеет форму мелких линз, обтекаемых цементом (фиг. 68)	200

		Мощность, м
O_3	2. Песчаники черные, мелкозернистые, иногда с ясной тонкой слоистостью, чередующиеся с более плотными и тонкозернистыми разностями их с острым режущим изломом. Чередование ритмичное, напоминающее флиш . . .	100
»	3. Гривки черных мелкозернистых песчаников и черных же кремнистых алевролитов	80
»	4. Монотонное чередование среднезернистых песчаников и кремнистых алевролитов	150
»	5. Песчаники и алевролиты, но среди них встречаются подчиненные прослои грубозернистых и конгломератовидных разностей	100
»	6. Непрерывное монотонное чередование темных среднезернистых и тонкозернистых песчаников и кремнистых алевролитов, а также конгломератовидных разностей песчаников. Преобладает средне- и тонкозернистый материал, хорошо видна слоистость. Местами наблюдаются микросбросы (фиг. 69)	110
»	7. Темно-серые песчаники и кремнистые алевролиты, переслаивающиеся между собой; подчиненные прослои более светлоокрашенных песчаников. Местами на поверхностях напластования пород наблюдается бугристость и следы ряби	40
»	8. Песчаники темно-серые, с прослоями светло-серых	50

Общая видимая мощность толщи 830 м.



Фиг. 68. Рассланцованный конгломерат с галькой, обтекаемой цементом (O_3). К северо-востоку от Каибского массива



Фиг. 69. Микросбросы в породах (O_3) к северо-востоку от Каибского массива

Никакой фауны в описываемых образованиях нами найдено не было, поэтому возраст их может быть установлен только условно, путем корреляции с разрезами соседних районов. Тем не менее мы считаем возможным отнести их к верхнему отделу ордовика. Основанием для этого служит чрезвычайное сходство характеризуемых осадков с толщей так называемого «темного флиша» Чу-Илийских гор (кызылсайская свита), относимой Б. М. Келлером к нижней части ашгильского яруса верхнего ордовика.

В заключение кратко остановимся на петрографической характеристике пород, входящих в состав описанной серии осадков. Судя по данным В. В. Коптевой, среди развитых здесь полимиктовых песчаников, могут быть выделены следующие четыре группы: 1) песчаники, состоящие из обломков кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и мелкозернистого кварцита; 2) песчаники с преобладанием обломков эффузивных пород и их туфов; 3) песчаники, в которых главную роль играют крупные обломки кварцево-биотитовых сланцев; 4) песчаники, сложенные обломками кварца, образовавшегося в результате разрушения гранитных пород и жильного кварца.

Песчаники первой группы характеризуются разнообразной крупностью зерна — от 0,08 до 0,085 мм и от 0,036 до 0,054 мм.

Таким образом, отдельные прослои их могут быть отнесены к алевролитам, другие к мелко- и среднезернистым песчаникам.

Алевриты состоят из обломков кварца и реже плагиоклаза; довольно часто наблюдаются мелкие зернышки циркона, титанита.

В песчаниках присутствуют обломки кварца, мелкозернистого кварцита, калиевого полевого шпата, реже кварцево-серицитового сланца, основных эффузивов и вкрапленников плагиоклазов. Форма зерен обычно угловатая, что говорит о незначительном переносе материала. Крайне редко наблюдаются обломки сильно измененной основной породы типа диабазов. Наконец, изредка встречаются зернышки циркона и зеленого турмалина.

Детальное изучение обломков и зерен, а также состава цемента приводит В. В. Коптеву к выводу о том, что выделенная группа песчаников образовалась главным образом за счет разрушения древних гранитов и мелкозернистых кварцитов.

Песчаники второй группы могут быть названы средне- и крупнозернистыми песчаниками с примесью гравийных зерен, так как обычно зерна имеют размеры от 0,10 до 1,26 — 1,35 мм, но иногда достигают и 5 мм. Форма зерен угловатая, что свидетельствует о незначительной транспортировке материала.

В состав обломков песчаников входят кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, мелкозернистый кварцит, а также обломки диабазового порфирита, спилита, вариолита, кислого пеплового туфа. Среди обломков кварца, которые встречаются особенно часто, наблюдаются обломки, напоминающие жильный кварц.

Цемент песчаников разнообразен по составу — хлоритовый, хлорито-серицитовый и актинолитовый. Иногда он вообще отсутствует. В целом, по мнению В. В. Коптевой, описываемые песчаники состоят из материала разрушенных гранитных пород, мелкозернистых кварцитов и обломков различных эффузивов. Наличие последних составляет отличительную черту данной группы.

Песчаники третьей группы по крупности зерен могут быть названы гравийными. Обломки в них имеют размер от 0,6—0,9 мм до 5 мм. Однако местами здесь встречаются участки, сложенные очень мелкими зернышками размером 0,05 мм, т. е. алевритовым материалом. По форме все обломки отличаются значительной угловатостью, особенно обломки кварцево-биотитового сланца.

По составу здесь наблюдаются зерна кварца, калиевого полевого шпата, мелкозернистого кварцита, диабазового порфирита и кварцево-слюдяного сланца. Расположение крупных обломков кварцево-биотитового сланца подчеркивает слоистость песчаника. Обломки кварца обычно бывают очень мелкие и слагают как раз те участки, которые представляют собой мелкозернистый алевритовый материал. Несколько более крупные зерна образует калиевый полевой шпат. Мелкозернистый кварцит наблюдается в количестве 10—12%. Его зерна имеют разнообразную величину и более окатаны, чем обломки кварцево-серицитового сланца. Обломки диабазового порфирита встречаются реже и представляют собой беспорядочное скопление микролитов плагиоклаза в 0,3—0,5 мм, пространство между которыми заполнено агрегатом эпидота и хлорита. Обломки кварцево-биотитового сланца обладают большими размерами (2—5 мм) и состоят из мельчайших чешуек биотита и кварцевых частичек.

Весь этот обломочный материал сцементирован биотитовым, а иногда биотито-хлоритовым цементом. По своему строению цемент может быть назван цементом выполнения пор.

Таким образом, отличительной чертой вышеописанных песчаников является наличие крупных неокатанных обломков кварцево-биотитового сланца.

Песчаники четвертой группы характеризуются равно- и мелкозернистостью. Преобладают обломки размером от 0,02 мм до 0,36 мм, однако отдельные из них достигают до 0,72 мм. Форма зерен обычно полуокатанная, либо чуть угловатая.

В состав обломков входят кварц и плагиоклаз, кроме того, изредка встречается зеленый турмалин. Кварц наблюдается в виде мелких полуокатанных зернышек; иногда встречаются обломки жильного кварца. Местами можно видеть обломки гранитной породы, где наблюдаются совместно плагиоклазовые и кварцевые зерна.

Более или менее равномерно по всей массе песчаника распределены мелкие осколки зеленого турмалина и пирита. Все это сцементировано мелкими биотитовыми чешуйками, которые, очевидно, представляют собой перекристаллизованный цемент.

Отличительной чертой описываемой группы песчаников является то, что они состоят исключительно из материала гранитных пород и совсем не содержат мелкозернистого кварца. Наличие зеленого турмалина тоже является характерной чертой их.

Кроме указанных групп песчаников среди описываемых пород могут быть выделены еще алевролиты. Размер зерен в них колеблется от 0,036 до 0,09 мм. Сложены алевролиты исключительно зернышками кварца, изредка наблюдается плагиоклаз. Цементируется материал биотитом.

Исходя из состава описанных выше песчаников, можно сделать заключение об исходном материале, послужившем для их образования. Обломки кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, в особенности же сростки этих зерен, свидетельствуют о разрушении пород гранитного состава. На это же указывают зерна циркона, титана, обломки мирмекитовых образований. Очевидно, источником материала были гранитные массивы γ_2.

Кроме того, во всех разновидностях песчаников наблюдаются мелкозернистый кварцит и яшмовые породы. Изредка встречаются зернышки зеленого турмалина, характерного для протерозойских серицито-хлоритовых и кварцитовых сланцев. Довольно часто наблюдаются обломки жильного кварца.

Среди обломков эффузивных пород наиболее распространены оруденелые диабазовые порфириты, схожие с кембрийскими. Реже наблюдаются обломки спилитов и вариолитов. Очень редко встречаются обломки кварцево-биотитового сланца. Большие размеры всех перечисленных обломков, а также их угловатая форма говорят за то, что они поступали из источника, расположенного недалеко.

Песчаники описанных групп характеризуются разнообразным цементом. Так как все они значительно метаморфизованы, то надо полагать, что первоначальный цемент был иным. Так, хлоритовый цемент образовался из монтмориллонитового в результате регионального метаморфизма; биотитовый — при дальнейшем метаморфизме хлоритового либо хлорито-серицитового; очень редко встречающийся актинолитовый цемент, очевидно, возник из доломитового материала.

Акдолинское поперечное антиклинальное поднятие

Незначительно развиты осадки ордовика, условно относимые к нижнему отделу, также в области Акдолинского поднятия, разделяющего Прибалхашский и Сасырлыкский прогибы. Выходы их, описанные в работах Н. В. Полтавцева и С. Г. Токмачевой, а также Э. К. Вильцинга и И. Т. Серебряковой, известны в районе гор Кызылтас, к югу от них и близ колодца Жаксы-Кудук. Во всех указанных пунктах развита толща песчаников и сланцев зеленого и зеленовато-серого цвета, а также порфиритов и их туфов. Из-за плохой обнаженности детального разреза составлено не было.

Упоминаемые выше авторы указывают лишь, что порфириты и туфы их, представленные пироксеновыми разностями, испытавшими зеленокаменное изменение, приурочены к верхней части толщи; песчаники и сланцы, первые из которых имеют полимиктовый состав,— к нижней. Мощность песчано-эффузивной толщи определяется ориентировочно в 2000 м. Возраст ее устанавливается на основании фауны, найденной восточнее Кызылтасского массива. К сожалению, фауна была просмотрена М. С. Быковой лишь предварительно и отнесена к низам ордовика.

Сасырлыкский прогиб

В области Сасырлыкского прогиба образования ордовика были обнаружены сравнительно недавно (Михайлов, Филиппова, Щербакова и др. 1959) и описаны под именем косагалинской свиты. Породами последней сложены горы Қызылша и Қызылжар, расположенные на северо-восточном склоне прогиба.

Литологически свита может быть подразделена на три части. Нижняя, мощностью 1000 м, представлена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, содержащими обломки кварцитов и яшмо-кварцитов, пачками серых алевролитов, темно-серых глинистых сланцев и филлитов. Местами появляются тонкие прослои гравийных конгломератов. В алевролитах этой нижней части свиты, по левобережью р. Атасу, в 4 км к юго-западу от гор Косагалы, указанные авторы собрали плохо сохранившиеся граптолиты из рода *Climacograptus*.

Средняя часть свиты сложена обычно прекрасно выделяющимися в рельефе серыми, желтыми и розовыми яшмо-кварцитами и кварцитами, образующими пачку мощностью в 150—200 м.

Наконец, верхняя часть, имеющая мощность 1000—1200 м, представлена полимиктовыми зеленовато-серыми песчаниками с пачками алевролитов и филлитов. Иногда встречаются прослои хлоритовых сланцев, линзы яшмокварцитов, слюдистых кварцитов и известняков. Общая мощность косагалинской свиты достигает 2000—2500 м.

Укажем, что, по мнению А. Е. Михайлова и др., некоторые разности встреченных в этой свите кварцитов представляют собой метасоматические породы, образовавшиеся путем замещения кремнеземом известняков, или пород иного состава. Кроме того, здесь развиты слюдистые кварциты, видимо, возникающие в зонах дробления.

Что касается возраста касагалинской свиты, то, по данным Б. М. Келлера, просмотревшего граптолиты, представители рода *Climacograptus* распространены от среднего ордовика до лландовери включительно. Однако крупные формы, аналогичные найденным в данном районе, чаще всего развиты в верхнем ордовике и лландовери.

Так как силурийские образования, известные севернее, существенно отличаются от пород косагалинской свиты, то А. Е. Михайлов и И. Б. Филиппова считают возможным ограничить верхний возрастной предел последней верхним ордовиком, относя, таким образом, косагалинскую свиту к $O_2 — O_3$.

АТАСУ-МОИНТИНСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

В пределах Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия образования ордовика имеют весьма широкое распространение, слагая собой значительные площади к югу от гор Актау II, в бассейне рек Чажагай и Сарыбулак, а также на юго-востоке структуры — в горах Шунды и Копал.

Состав и характер этих образований подробно освещены в работах А. Г. Гокоева и Н. М. Чабдарова. а также В. В. Донских, Н. А. Пу-

пышева и Е. Н. Сизовой. Судя по материалам этих исследователей, ордовик представлен здесь исключительно карбонатными фациями.

Наиболее четко ордовикский возраст рассматриваемых образований установлен для Киикского района в горах Кенелы, Шунды и Копал, где развита толща однообразных голубовато-серых массивных и тонкослоистых известняков, тонко переслаивающихся друг с другом и местами превращенных в мраморы. Они собраны в крутые, дополнительно гофрированные складки близкого к широтному простирания, кроме того рассечены разломами на ряд блоков. Мощность известняков в этом районе измеряется 500—700 м.

В горах Кенелы ордовикские отложения несогласно налегают на породы кембрия, причем в 1 км к западу от того места, где В. В. Донских и Н. А. Пупышев нашли трилобиты среднего кембрия (см. выше), ими же в горизонте темно-серых известняков собраны трилобиты: *Ampyx* sp., *Endimionia* sp. nov. и граптолиты из отряда Axonolipa. По заключению Е. А. Балашовой, указанные формы являются новыми для СССР, но в Северной Америке представители рода *Endymionia* B i l l i n g s известны в нижнем ордовике, до основания среднего (слои Квебек и Ньюфаундленд).

В известняках гор Шунды, в 5 км к северу от ст. Киик А. Г. Гокоев и Н. М. Чабдаров в 1953 г. нашли трилобиты *Leiostegium* aff. *mansuyi* R e e d, *Leiostegium* sp. nov., определенные М. Н. Королевой. Так как впервые в Казахстане род *Leiostegium* обнаружен Вебером в караканском горизонте Бет-Пак-Далы, то это дало право указанным исследователям отнести вмещающие известняки к лландейльскому ярусу. Однако в этом же самом месте в 1955 г. Н. А. Пупышевым и А. Н. Краськовым снова была собрана обильная фауна трилобитов, среди которой Е. А. Балашовой определены: *Illaenus* sp., *Remopleurides* sp., *Dionide* (?) sp., *Eulcma* sp. Указанные формы, по ее заключению, присутствуют в нижнем и среднем ордовике, но род *Euloma* известен лишь в тремадокском ярусе.

Таким образом, мы видим, что по району гор Шунды имеются достаточно противоречивые данные. Очевидно, здесь имеет место какое-то недоразумение, тем более, что формы, указанные А. Г. Гокоевым, в коллекции Н. А. Пупышева отсутствуют. Тем не менее мы можем уверенно говорить об ордовикском возрасте данных образований, отвечающих при этом низам системы (тремадок — низы лландейло).

Укажем, что также к ордовику Н. А. Пупышев, В. В. Донских и Е. Н. Сизова считают возможным отнести толщу оолитовых известняков, широко развитую на остальной части Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия — в бассейне рек Чажагая, Сарыбулак, а также к северу от уроч. Алтык-Сынган. Эта толща относится А. Г. Гокоевым и Н. М. Чабдаровым к силуро-девону на основании фауны кораллов из группы Favosites (*Favosites* sp. indet., *Favosites gopeavi* sp. nov.), найденной ими в верховьях р. Узень, а также Г. П. Знаменовской в районе ст. Басога. В последнем из указанных пунктов, помимо *Favosites hisingeri* M. E d w., были собраны брахиоподы *Leptaena analoga* W i c k. и *Atrypa reticularis* L i n n. Однако, как показали исследования М. А. Борисяк, известняки с фауной, указанной А. Г. Гокоевым и Г. П. Знаменовской, ничего общего не имеют с толщей оолитовых известняков, на которую они налегают с резким несогласием, нередко через базальные конгломераты. Оолитовые известняки значительно сильнее дислоцированы, как правило, лишены ископаемых. В уроч. Кызылэспе аналогичная толща известняков залегает под свитой кремнистых сланцев, в основании которой, по данным М. А. Борисяк и О. Б. Ковалевского, наблюдается горизонт с фауной уинлока.

Таким образом, принадлежность к ордовику толщи оолитовых известняков северных участков Атасу-Моинтинской структуры несомненна. По мнению М. А. Борисяк, Н. А. Пупышева и др., известняки эти, вероятно,

представляют собой фациальный аналог известняков Киикского района, так как оолитовая текстура в них развита неповсеместно, а там, где она отсутствует, они ничем не отличимы от последних.

Возраст как той, так и другой известняковой толщи принимается этими авторами как нижнеордовикский, предположительно тремадокский. Укажем, однако, что до разрешения недоразумения с фауной, собранной в районе гор Шунды А. Г. Гокоевым и Н. М. Чабдаровым, возраст развитых здесь образований правильнее индексировать как $O_1 — O_2$.

На этом мы заканчиваем описание ордовикских отложений Бет-Пак-Далы. Кратко подытоживая все сказанное, необходимо отметить, что наибольшее развитие осадки этого возраста имеют в пределах центрального грабена. Разрез их в этой структуре наиболее полон, мощности достигают весьма значительных величин, в фациальном же отношении мы здесь имеем дело с типичными грауваккковыми и флишевыми толщами, характерными для геосинклинальных прогибов.

В других структурах осадки ордовика или отсутствуют совсем, или представлены резко сокращенными разрезами. Так, только с нижними частями ордовикской системы мы встречаемся в пределах Акдолинского поперечного геоантиклинального поднятия. Преимущественно с верхними горизонтами, сложенными однако довольно мощными терригенными толщами,— в области Прибалхашского и Сасырлыкского прогибов. Сильно сокращенный разрез, выраженный к тому же совсем в иных фациях, наблюдается на территории Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия. Иными словами большинство структурных элементов, существующих в пределах Бет-Пак-Далы, живет в ордовике уже своей обособленной жизнью.

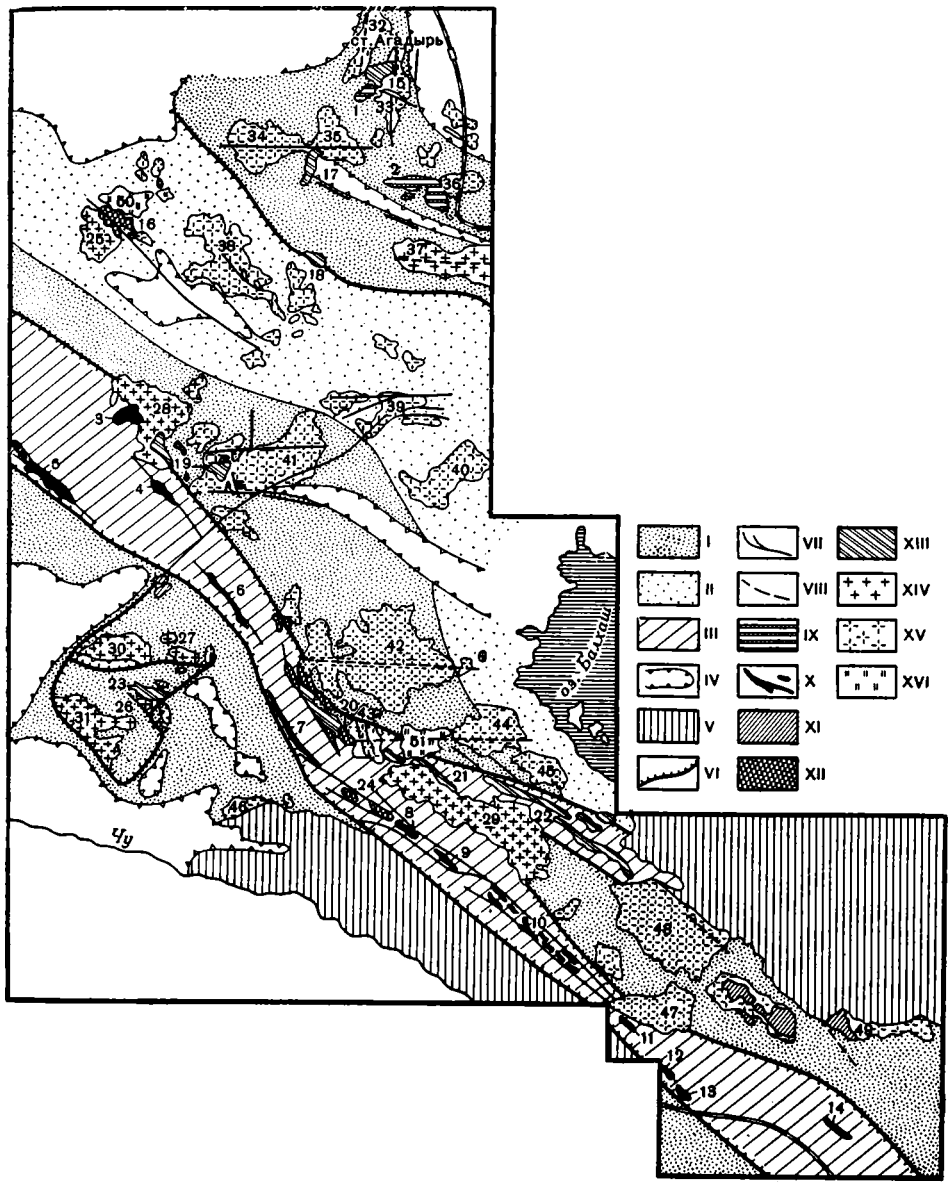
ИНТРУЗИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ГАББРО

При описании образований ордовика необходимо остановиться также на характеристике интрузий основного и ультраосновного состава, большинством исследователей относимых к этому возрасту и распространенных главным образом на территории центрального грабена; лишь отдельные массивы их встречаются за пределами последней. Действительно, уже при первом взгляде на карту и прилагаемую схему (фиг. 70) бросается в глаза обилие в области центральной полосы интрузий ультрабазитов, обычно имеющих форму мелких линзообразных пластовых залежей и жилообразных тел. Все они вытянуты в северо-западном направлении, т. е. согласно с общим простиранием пород и широко развитых здесь разрывных нарушений. Интересно при этом, что не только описываемый интрузивный комплекс в целом, но и каждое отдельное тело, входящее в его состав, приурочено или к разлому, или к блоку, ограниченному разрывными нарушениями.

Эта структурная особенность ультрабазитов данного района четко выявлена Н. П. Михайловым в его работе, специально посвященной петрологии этих образований, описанных под именем Чу-Балхашского ультрабазитового пояса (Михайлов, 1955) и кратко освещена нами (Маркова, 1956).

Н. П. Михайлов дал подробное описание петрографического состава интрузий, среди которых, по его мнению, главная роль принадлежит ультраосновным породам и их метаморфическим производным — в основном перидотитам, в меньшей степени дунитам и пироксенитам. Наиболее распространенной разновидностью перидотитов являются гарцбургиты, характеризующиеся незначительным содержанием ромбического пироксена и представляющие собой собственно переходные к дунитам разности.

Габброиды в пределах Чу-Балхашского пояса распространены значительно, но нигде не образуют самостоятельных массивов, а встречаются в постоянной и тесной связи с ультрабазитами. Преобладающей разновид-



Фиг. 70. Схема размещения интрузивных комплексов в тектонических структурах восточной Бет-Пак-Далы. Составила Н. Г. Маркова:

I — поднятые структуры; *II* — прогнутые структуры; *III* — область центрального грабена; *IV* — наложенные мульды; *V* — современные впадины; *VI* — разломы глубинные; *VII* — разломы второстепенные; *VIII* — разломы предполагаемые. Интрузии: *IX* — гранито-гнейсы кембрийские (γ_1). *Массивы*: *1* — Алабасский, *2* — Алтынсынганский; *X* — ультрабазиты (δ). *Массивы*: *3* — Пстанский, *4* — Ергенектинский, *5* — Кипчакбайский, *6* — Шайтансимесский, *7* — Каратальский, *8* — Андассайский, *9* — Джамбульский, *10* — Майжарлыган, *11* — Хантау, *12* — Ушкызыл, *13* — Дурбынсай, *14* — Дуланкара; *XI* — гранодиориты доордовикские (γ_2); *XII* — габбро (Δ). *Массивы*: *8* — Андассайский, *16* — Шалгиинский, *20* — Котнак, *24* — Байгара; *XIII* — гранодиориты, диориты и габбро досилурийские (γ_3). *Массивы*: *15* — Саранский, *17* — Каракога, *18* — Атасуйский, *19* — Северные, *20* — Котнак, *21* — Турангский, *22* — Сарытумские, *23* — Огузставский; *XIV* — граниты и гранодиориты девонские (γ_4). *Массивы*: *25* — Мунглу, *26* — Буденекудукский, *27* — Акбасставский, *28* — Ергебулакский, *29* — Джильтавский, *30* — Киинтасский; *31* — Кендерлыкский; *37* — Атарский; *XV* — граниты раннегерцинские (γ_5). *Массивы*: *32* — Ортау, *33* — Космурун, *34* — Сарытау, *35* — Кзылтау, *36* — Кособа, *38* — Кылчинский, *39* — Матуртюбек, *40* — Сайсу, *41* — Булаттавский (Тасжарганский), *42* — Каиб, *43* — Тюкен, *44* — Каракамысский, *45* — Джалгизский, *46* — Курманчите, *47* — Хантау, *48* — Каскабай, *49* — Шольадыр; *XVI* — граниты позднегерцинские (γ_6). *Массивы*: *50* — Куу, *51* — Майкуль

ностью основных пород являются нормальные габбро. С ними связаны габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, распространенные значительно меньше.

Все разновидности ультраосновных, основных и средних пород Чу-Балхашского пояса тесно переплетены друг с другом и рассматриваются Н. П. Михайловым как единый офиолитовый магматический комплекс. Кроме того, этот автор отметил особенности количественного и пространственного распространения различных представителей габбро-перидотитовой магмы, подняты вопросы генезиса, условий залегания и дифференции ее, наконец способа внедрения и возраста интрузий.

Отсылая читателей к этой интересной работе, мы не считаем нужным заниматься пересказом всех высказанных в ней положений. Однако на некоторых вопросах, касающихся главным образом возраста ультрабазитов и габбро, мы позволим себе остановиться, так как в связи с проведенными нами геологическими исследованиями у нас возник ряд сомнений и соображений по этому поводу.

Что касается возраста интрузий Чу-Балхашского ультрабазитового пояса, то, по мнению Н. П. Михайлова, так же как и ряда других исследователей (Александрова и Борсук, 1955), их внедрение связано с ордовикским периодом и ограничено интервалом лландейло—карадок. Это обосновывается следующими фактами: 1) наблюдающейся локализацией массивов в образованиях кембро-силура и нижнего ордовика; 2) контактовым воздействием ультрабазитов на песчаники арениг-лландейло (Каратальский массив); 3) наличием гальки габбро, пироксенитов и измененных перидотитов в конгломератах карадока. Рассмотрим последовательно все приведенные доводы.

Действительно, интрузии ультрабазитов приурочены исключительно к области развития кембрийских и ордовикских толщ зоны центрального грабена. Однако, в связи с пересмотром возраста ряда полей их, главная масса интересующих нас массивов оказывается расположенной в зоне развития кембрия, связанного при этом с Джалаир-Найманской частью этой крупной структуры. Так, отсюда известна наиболее насыщенная телами ультрабазитов узкая, вытянутая почти прямолинейно, полоса от лога Каратал через сопки Андассай, горы Джамбул и Майжарлыган в пределы Чу-Илийских гор. В районе Сарытумской части центрального грабена, где кембрий отсутствует и на образованиях рифея прямо располагаются осадки ордовика, массивы ультрабазитов также отсутствуют. Такая выборочная связь интрузий с древними толщами и приуроченность их лишь к определенной части рассматриваемой структуры весьма интересна и несомненно не случайна. Забегая несколько вперед, отметим, что эта наиболее насыщенная интрузиями часть центрального грабена, как это будет показано в гл. III, создалась и жила активной жизнью как раз в кембрии, когда здесь возник мощный глубинный разлом, вдоль которого происходило излияние нижнекембрийских диабазовых лав.

Лежащие вне указанной полосы Ергенектинские массивы целиком расположены среди образований протерозоя. Массив Пыстан залегает среди девонских гранитоидов, прорван ими и трансгрессивно перекрыт лавами нижнего девона. Таким образом, собственно в полосе ордовика располагается лишь массив Кипчакбай.

Безусловно чрезвычайно важен характер контактов массивов с окружающими их образованиями, в частности с осадками нижнего ордовика. В работе Н. П. Михайлова (1955) отмечен факт изменения последних в районе Каратальского массива, где на протяжении около 0,5 м от контакта с серпентинитами песчаники указанного возраста оказываются перекристаллизованными и ороговикованными. Описаны также рвущие контакты с ордовиком для массивов Байгара и Шиентас.

Что касается Каратальского и Байгаринского массивов, то ордовикский возраст вмещающей их толщи никак не доказан. Более того, в настоящее время, после находок кембрийской фауны в горах Кандыктас, он несомненно должен быть понижен. Выше эта толща описана нами под именем каратальской и отнесена к верхнему кембрию.

Относительно массивов Шиентас мнения расходятся. Н. П. Михайлов и В. Н. Москалева считают, что наблюдающиеся здесь три полосы ультраосновных пород и габбро принадлежат к единому интрузивному комплексу. Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов подразделяют их на две разновозрастные интрузии: 1) ультрабазиты и мелкозернистые габбро, рвущие кембрийские породы, но не рвущие отложений ордовика; напротив, гальки их обнаружены в конгломератах фаунистически охарактеризованного лландейло (район могилы Кулыкумбез); 2) интрузии крупнозернистых габбро, перидотитов и диабазовых порфиритов, рвущие фаунистически охарактеризованные отложения лландейло и нижнего карадока (район могилы Кенжибай). Галька их встречена в конгломератах низов лландовери. Интересно также отметить, что указанные интрузии отличаются друг от друга и по внешнему облику и по территориальному распространению.

Другие массивы, располагающиеся среди образований ордовика, или хотя бы частично соприкасающиеся с ними, не дают ясного ответа о нижней возрастной границе описываемого интрузивного комплекса. Контакты их с ордовиком или не выяснены ввиду плохой обнаженности и широкого развития коры выветривания (массив Кипчакбай), или являются тектоническими (массивы Шайтан-Симез и Андассайский).

Таким образом, приведенный материал не позволяет безоговорочно утверждать, что интрузии ультраосновных пород прорывают нижние горизонты ордовика, до лландейльского яруса включительно. Четкий интрузивный контакт с образованиями этого возраста имеется лишь в Шиентасских массивах, и то он касается только части их, несколько отличной по составу.

Переходя к вопросу о наличии в конгломератах карадока гальки основных и ультраосновных пород, необходимо отметить, что этот факт общеизвестен и отмечался всеми исследователями Бет-Пак-Далы. Однако из этого не следует, что именно карадок является крайним верхним пределом интрузий ультрабазитов. Так, выше указывалось, что Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов, а до них Е. Д. Полякова описали гальки ультрабазитов из конгломерато-песчаниковой свиты лландейло гор Майжарлыган (район могилы Кулыкумбез и лога Караунгур). Известно также, что массивы гор Кандыктас не выходят за пределы спиллито-кератофировой формации, возраст которой К. И. Дворцова принимает как протерозойский (по нашему, нижнекембрийский).

Все это наводит на мысль о том, что верхняя граница интрузий ультрабазитов (во всяком случае главной массы их) должна быть понижена и отодвинута в конец кембрия. Это лучше увязывается с общим ходом вулканического процесса, так как едва ли был бы правилен отрыв ультрабазитовых тел от однотипного состава излияний, имевших место, как было показано выше, главным образом в рифее и кембрии (Rf_1 и Cm_1). Образования ордовика центрального грабена, судя по работам последних лет, не только лишены подобного рода излияний, но эффузивные породы в них вообще являются редкостью.

Таким образом, исходя из конкретных фактов, а также из общих соображений, мы считаем более правильным отнести время внедрения основной массы ультрабазитов к границе между кембрием и ордовиком. Очевидно они завершают собой начальную стадию геосинклинального развития области центрального грабена, характеризующуюся процессами глубокого прогибания.

Однако внедрение основных, а иногда и ультраосновных пород в пределах интересущей нас зоны несомненно имело место и позже, но облик их на этом более позднем этапе был уже несколько иной. Для пояснения высказанного положения коснемся кратко вопроса соотношений ультрабазитов и габбро.

Проблема эта, как справедливо отмечено Н. П. Михайловым, является одной из наиболее сложных и невыясненных для Чу-Балхашского интрузивного пояса, так как часто можно наблюдать совершенно противоположные взаимоотношения между названными разностями пород. Тем не менее в статье 1956 г. Н. П. Михайлов, рассматривая ультрабазитовые пояса всего Центрального Казахстана, намечает существование внутри них двух генетических типов.

1. Недифференцированные или слабо дифференцированные интрузии, являющиеся производными первичной перидотитовой магмы. Они представлены мелкими телами, имеющими характер согласных пластовых интрузий, группирующихся на значительной протяженности линейного пояса. Габбро в таких ультрабазитовых поясах обычно не образуют самостоятельных массивов, а встречаются в постоянной и тесной связи с ультрабазитами. Именно к этому типу относится, по Н. П. Михайлову, Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс.

2. Дифференцированные интрузии, являющиеся производными габбровой (базальтовой) магмы. Они образуют небольшие пояса или обособленные зоны, располагающиеся параллельно ультрабазитовым поясам первого типа. В отличие от последних эти интрузии представлены более крупными телами, при этом в составе их резко преобладают различные габброиды. К этому второму типу Михайлов считает возможным отнести массивы Шалгиинской зоны Северного Прибалхашья и ряд других.

Таким образом, указанные два типа Н. П. Михайлов резко противопоставляет друг другу как генетически, так и территориально. Однако, с нашей точки зрения, внутри Чу-Балхашского ультрабазитового пояса, в котором интрузии первого типа являются основными, имеются также отдельные массивы, относящиеся ко второй из выделенных разновидностей. Важно при этом, что последние оказываются здесь более молодыми, так как относятся к карадокскому ярусу. Точнее время их внедрения отвечает границе нижнего и верхнего карадока (Ok_1 и Ok_2). Попробуем показать это на конкретном материале.

Интересные данные в этом отношении имеются для участка, расположенного между горами Котнак и рекой Караунгур. Из этого района в 1950 г. Н. П. Михайлов и В. Н. Москалева описали небольшой массив Караунгур, сложенный, по их наблюдениям, главным образом гранитизированными и амфиболитизированными габбро и перидотитами. Однако, как показали наши исследования 1951—1952 гг., указанные породы распространены здесь значительно более широко, протягиваясь в виде полосы прерывистых массивов, ориентированных в северо-западном направлении (см. фиг. 59). Наибольшее распространение среди них имеют габбро, состоящие из основного плагиоклаза (№ 50—60) и моноклинального пироксена (диопсита) или геденбергита. В центральных частях массивов породы имеют габбровую структуру с резко идиоморфным плагиоклазом; в периферических они становятся мелкокристаллическими и часто переходят в габбро-диабазы с диабазовой структурой. Местами породы подвергнуты динамическому воздействию, рассланцованы, превращены в милониты. Сильно развито вторичное изменение. Последнее, с одной стороны, является результатом регионального автометаморфизма, с другой, — контактового воздействия гранодиоритовой магмы (γ_3), интрудировавшей основные массивы. Первые процессы выражены в интенсивной соссюритизации, хлоритизации, иногда уралитизации; вторые вызвали амфиболитизацию пород,

превращение их в габбро-амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты — крупнокристаллические породы, состоящие из роговой обманки и соссюритизированного основного плагиоклаза. Наконец, необходимо упомянуть о небольших телах ультраосновных пород, развитых на юго-востоке и приуроченных к линиям региональных разломов. Эти породы нацело серпентинизированы и превращены в змеевики с ячеистой структурой.

Что касается возраста описываемых интрузивных образований, то, как это хорошо видно на геологической схеме района лога Каратал (см. фиг. 59), они, с одной стороны, прорывают образования протерозоя, рифея и нижнего карадока, с другой, трансгрессивно перекрываются отложениями верхней части последнего.

В главе II мы привели разрез в 1,5—2 км к северо-западу от родника Котнак, из которого следует, что толща конгломератов, песчаников и известняков верхнего карадока, охарактеризованная фауной и параллелизуемая нами с караунгурской свитой лога Каратал и отарским горизонтом Чу-Илийских гор, непосредственно располагается на породах массива; при этом близ контакта их, в конгломератах встречаются в изобилии гальки и валуны габбро. Таким образом, внутрикарадокский возраст габбро является очевидным.

Укажем, что также карадокскими, связанными с габбро единым возрастным интервалом, должны быть признаны малые интрузии гранодиоритов, гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов, встреченных нами в ряде пунктов среди толщи ордовика. Они образуют мощные дайки и жилообразные тела, прорывающие флишоидные образования лландейло и жамбасшинской свиты нижнего карадока и перекрывающиеся грубообломочными образованиями караунгурской свиты верхнего карадока. Отчетливое срезание и трансгрессивное перекрытие их последними хорошо видно на карте (см. фиг. 59) и на аэрофотоснимках в 18 км к северо-западу от гор Байгара.

Есть основание полагать, что описанная серия массивов основных пород в пределах Чу-Балхашского интрузивного пояса не является единичной. Так, выше мы говорили о том, что И. В. Хохлов и Э. К. Вильцинг выделяют в районе гор Майжарлыган два комплекса основных интрузий — доордовикские и посленижнекарадокские. Таким образом, очевидно часть массивов Шиентас принадлежит к более древнему в возрастном отношении интрузивному комплексу, часть же является более молодыми. То же можно сказать и относительно Андассайских массивов и массива гор Байгара.

Внутри Андассайского массива, как это отмечали Н. П. Михайлов и В. Н. Москалева, могут быть выделены два массива — северный и южный, резко отличные друг от друга петрографически.

Южный массив, характеризующийся исключительным однообразием, сложен чередующимися между собой и создающими своеобразную полосчатость периодотитами и дунитами. Габброиды здесь отсутствуют полностью. Жильная серия, весьма обильная, представлена пироксенитами и горнблендитами.

В северном массиве, напротив, главная роль принадлежит габбро и перидотитам, причем последние отличаются от перидотитов южного массива значительно большей степенью серпентинизации. Среди габбро преобладают роговообманковые габбро с такситовой структурой и амфиболиты. Жильная фация также отлична от южного массива и представлена гранато-пироксеновыми и гранато-хлоритовыми породами, приуроченными главным образом к габбровым телам.

Наконец, в Байгаринском массиве, расположенном в 12 км к югу от гор Байгары, главная роль опять принадлежит габбро и габбро-амфиболитам. Кроме того, встречаются небольшие тела диоритов. Крайне редки пироксениты и серпентиниты; габбро, как и в северном Андассайском массиве, представлено текситовыми разностями.

К сожалению и Байгаринский массив, состоящий в сущности из ряда мелких, оторванных одно от другого тел, вытянутых в виде узкой широтно ориентированной полосы, тесно увязывающейся с северным Андассайским, и оба Андассайские массива расположены исключительно в области развития пород кембрия. С образованиями ордовика они граничат по разлому. Поэтому возрастное положение их точно определено быть не может. Однако значительное сходство их с габбро полосы Караунгур — Котнак заставляет нас считать эти массивы карадокскими.

Таким образом, подытоживая все сказанное о Чу-Балхашском интрузивном поясе, мы видим, что есть основания считать возраст входящих в него массивов неодинаковым. Внедрение главной массы известных отсюда слабо дифференцированных тел ультрабазитов произошло в конце кембрийского периода. Однако наряду с этим встречаются обычно более крупного размера дифференцированные интрузии, среди которых значительная роль принадлежит габброидам. Время внедрения их, судя по имеющимся у нас данным, относится к границе между нижним и верхним карадоком.

ДОСИЛУРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

Заканчивая описание интрузивных комплексов, связанных с периодом ордовика, необходимо упомянуть еще о так называемых гранитоидах, обозначенных на карте индексом γ_3. Мы позволим себе охарактеризовать их очень кратко, так как они были описаны нами, а также В. С. Коптевым-Дворниковым и О. С. Полквой в статьях 1956 г. Наконец, детально этот интрузивный комплекс под именем раннекаледонского рассмотрен теми же авторами в монографии «Палеозойские интрузивные комплексы Бет-Пак-Далы» (1960 г.). В настоящей работе мы считаем возможным дать лишь общую краткую характеристику состава, возраста и положения в структурах досилурийских гранитоидов, не останавливаясь на особенностях строения отдельных массивов, их форме, химизме и пр., так как все эти сведения могут быть найдены в указанном труде.

К досилурийскому интрузивному комплексу мы относим Котнакский, Турангский, Сарытумские[1] и Северные массивы, приуроченные к области центрального грабена, а также к месту стыка последнего с Бурунтавским геоантиклинальным поднятием; Огузставский массив, связанный с районом Чуйской глыбы, и, наконец, Саранский, Каракога и Атасуйский, расположенные уже на территории Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия (см. фиг. 70).

Таким образом, досилурийский интрузивный комплекс распространен значительно более широко, чем только что рассмотренная группа основных и ультраосновных пород, и оказывается приуроченным к структурам разных знаков. Тем не менее наибольшее развитие описываемые интрузивы получают в области центрального грабена, где они обладают к тому же следующими характерными свойствами, определяющими их структурную позицию: 1) тесной связью с разрывными нарушениями (как правило тела их приурочены к линиям глубинных разломов северо-западного направления, причем главная масса массивов тяготеет к северному краевому разлому области центрального грабена); 2) удлиненной формой массивов (обычно это линзообразные узкие штоки, ширина которых не превышает 5 км при длине в 20—30 км); 3) наличием директивных и гнейсовидных текстур.

Все это с очевидностью указывает на то, что силурийские гранитоиды области центрального грабена представляют собой типичные трещинные интрузии, внедрение которых происходит в период интенсивных тектонических движений.

[1] Наиболее северо-западный массив Сарытумской группы имеет также собственное название Тюлькулинского (Коптев-Дворников, Полквой и др., 1960).

Что касается массивов, расположенных в области Чуйской глыбы и Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, то некоторые из них также расположены близ линий глубинных разломов (Атасуйский и Огузставский), другие подчинены наблюдающимся здесь складчатым деформациям, образуя в пределах их согласные или межформационные тела (массив Каракога).

Характерной особенностью рассматриваемого интрузивного комплекса является широкое развитие в нем процессов ассимиляции и гибридизма. В связи с этим состав слагающих пород оказывается крайне неустойчивым; значительное развитие получают такситовые текстуры.

Породы главной интрузивной фации представлены кварцевыми диоритами и диоритами, реже гранодиоритами и гранитами. В краевых частях массивов появляются габбро-диориты и роговообманковые габбро. Жильные породы немногочисленны и представлены преимущественно дайками второго этапа — разнообразными диорит-порфиритами. Дайки первого этапа (аплиты и жильные граниты) встречаются крайне редко.

При решении вопроса о возрасте необходимо учесть, что массивы рассматриваемого интрузивного комплекса прорезают образования протерозоя, рифея, кембрия и ордовика и активно на них воздействуют. Мы неоднократно наблюдали явления ороговикования и ассимиляции вмещающих пород, а также проникновения в них жильной серии массивов.

Активные контакты с ордовиком установлены для Котнакского и Сарытумских массивов. При этом гранитоиды гор Котнак прорывают образования верхнего карадока, фауна которого была найдена в одном километре от северо-западного контакта их. Важно также, что среди гранитоидов встречаются многочисленные ксенолиты пород верхнего карадока. В частности, крупные останцы известняков, представляющие собой непосредственное продолжение гряды их, расположенной северо-западнее (см. фиг. 59), можно видеть в 6—7 км к юго-востоку от родника Котнак. Все это убедительно свидетельствует о послеверхнеордовикском возрасте массива. С другой стороны, герцинские гранитоиды Тасжарганского массива и его оторженцев прорывают гранодиориты массива Котнак, активно на них воздействуя.

Для других районов Бет-Пак-Далы известны следующие данные.

1. Интрузивы Северного массива, по материалам О. С. Полквой, прорваны девонскими гранитоидами Ергебулакского массива, и характеризуются четкими контактовыми изменениями. Крупные останцы этих интрузивов наблюдаются внутри герцинских гранитоидов Булаттавского массива.

2. Гальки гранитоидов, не отличимые петрографически от развитых среди описываемого интрузивного комплекса, встречены в конгломератах лландоверийского яруса в районе пос. Мынарал (Келлер и др., 1958), а также в конгломератах фаунистически охарактеризованного лудлоу, развитого в пределах Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия.

Все сказанное позволяет с известной степенью достоверности принять возраст описанных интрузий как отвечающий интервалу верхний карадок — силур.

Кратко подытоживая все сказанное об интрузивных проявлениях в отрезке времени между концом кембрия и началом силура, мы должны отметить значительное их разнообразие. Последовательность внедрения интрузий за этот промежуток времени, с нашей точки зрения, была следующая.

1. В конце кембрия, очевидно из одного магматического очага с основными излияниями начала этого периода, произошло внедрение главной массы ультрабазитовых массивов Чу-Балхашского интрузивного пояса. Появление их связано с имевшими место в это время складкообразовательными движениями, повлекшими за собой возникновение целой сети разломов.

2. Через некоторый, незначительный интервал в связи со следующим

параксизмом складчатости в начале ордовика наблюдается появление интрузий гранитоидов γ_2, развитых сравнительно слабо и вероятно представляющих собой последние выжимки того же вулканического очага.

3. На границе нижнего и верхнего карадока в связи с мощными орогеническими движениями этого времени происходит внедрение интрузий основного, главным образом габброидного, состава, образующих редкие самостоятельные тела в пределах того же Чу-Балхашского пояса. Структурно интрузивы увязываются с зоной центрального грабена, а также с областью Сасырлыкского прогиба.

4. Наконец, в конце ордовика, в предсилурийское время одновременно со складчатостью происходит внедрение новой порции гранитоидов, обозначенных нами индексом γ_3 и имеющих уже весьма широкое распространение. Они связаны со структурами разных знаков, т. е. как с прогнутыми, так и с поднятыми областями.

На этом заканчиваются интрузивные проявления периода ордовика.

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Образования силура развиты на территории Бет-Пак-Далы крайне слабо. С выходами их мы встречаемся лишь вдоль юго-западного борта Прибалхашского прогиба и на северо-восточном склоне Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия. В остальной части этой пустынной области отложения силурийского возраста пока неизвестны. Возможно это связано с недостаточной изученностью ряда красноцветных и вулканогенных толщ, в настоящий момент относимых к другим системам, в частности к девону. Постановка детальных работ и специальных палеонтологических и палеофлористических исследований вероятно внесет коррективы в этот вопрос. Однако едва ли область распространения силурийских толщ увеличится особо значительно, так как ограниченность их распространения несомненно связана с тем обстоятельством, что бóльшая часть Бет-Пак-Далы и, в частности, центральный грабен в период силура представляли собой зоны поднятий, на которых отложения осадков не происходило вовсе или оно было крайне незначительным.

ЗАПАДНО-БАЛХАШСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Прибалхашский прогиб

В области Прибалхашского прогиба образования силура слагают отдельные крупные блоки и полосы, далеко отстоящие друг от друга. Так, породами этой системы образован ряд узких блоков к северо-западу от рыбного промысла Аккерме на побережье оз. Балхаш и к западу от уроч. Қаракамыс. С довольно значительным выходом этих отложений мы встречаемся в районе родника Қаргабулак. Наконец, ничтожные по площади участки, уцелевшие среди гранитных массивов, известны к югу и северу от Қызыл-Кигирской мульды.

Силур этой структуры представлен быстро меняющейся фациально серией осадков, среди которой наряду с красноцветными и карбонатными породами значительную роль играют также вулканогенные образования.

Наиболее детальные сведения о строении силура имеются для юго-восточного края Прибалхашского прогиба, а именно для района п-ова Аккерме и территории, расположенной к северо-западу от него, где последние годы (1952—1955) работала целая группа стратиграфов и палеонтологов под руководством Б. М. Келлера. Составленный ими сводный разрез кратко выглядит следующим образом (Келлер, 1958, Келлер, Крылов и Негрей, 1958).

Образования *лландоверийского яруса* известны в северной части так называемой Ортанской антиклинальной структуры, сложенной ордовиком и расположенной к югу от п-ова Аккерме, а также на территории последнего. В первом из указанных пунктов разрез лландовери начинается конгломератами, среди гальки которых много кварцитов протерозоя, метаморфизованных кислых эффузивов кембрия, гранитов, близких к развитым среди досилурийского интрузивного комплекса, а также серых оолитовых известняков, подобных описанным среди ордовикских отложений Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия. Выше располагается толща туфо-кремнистых сланцев с линзами кислых эффузивов, песчаников, туфопесчаников и мелкогалечных конгломератов. Она заканчивается пачкой розовых и светло-серых тонкоплитчатых кремнистых сланцев с *Demirastrites* aff. *decipiens* Tornquist. Общая мощность лландверийского яруса в этом районе достигает 225 м.

На п-ове Аккерме образования лландовери весьма тесно связаны с таранноискими слоями (переходные от лландовери к уэнлоку) и с трудом от них отделимы. В некоторых разрезах они также начинаются конгломератами, выше переходящими в толщу тонко переслаивающихся между собой песчаников и алевролитов (бассаральская пачка), содержащих — *Monograptus* sp. и Pristiograptus sp. В других — конгломераты отсутствуют, и лландоверийский ярус оказывается представленным главным образом алевролитами — серыми и фиолетовыми, с линзами и прослоями известняков и мергелей, содержащих фауну кораллов (*Mesafavosites ordinatus* Kov., *Propora conferta* M. E. et H., *Propora conferta* var. *cubiformis* Kov. и др.) Наконец, в наиболее западной части полуострова, в области так называемой Ичкинской синклинали, лландоверийский ярус сплошь сложен известняками с обильной фауной табулят (*Palaeofavosites alveolaris* Goldf., *P. simplex* Tschern., *Mesofavosites multitabulatus* Bukhin и др.) Указанные известняки составляют единую мощную гряду с известняками уэнлока и лудлоу.

Мощность лландоверийского яруса в районе Аккерме сильно изменчива и колеблется от 6,5 до 60 м.

Предположительно также к лландовери Б. М. Келлер и его соавторы относят толщу так называемых мын-аральских конгломератов, впервые описанных в 1944 г. А. Е. Репкиной, но помещенных ею в самые верхи силурийской системы. Последнее обстоятельство было вызвано неправильной параллелизацией с конгломератовыми горизонтами соседних участков (район Джидымской синклинали и территории, расположенной к северо-западу от залива Каракамыс), ныне относимых к нижнему девону (Б. М. Келлер и др., 1958). Мын-аральские конгломераты содержат обильную и крупную гальку гнейсов и слюдяных сланцев архея, на которые они налегают. Перекрытие их известняками уэнлока — лудлоу предполагается, но окончательно не доказано[1].

Таранноиские слои, залегающие выше, обладают чрезвычайно резкой фациальной изменчивостью, в связи с чем разрезы их варьируют на коротких расстояниях. В пределах п-ова Аккерме они тесно связаны с лландовери и представлены то красно-бурыми алевролитами, то кремнистыми аргиллитами с *Retiolites geinitzianus* Barr., *R. angustidens* Elles et Wood и др. Мощность сланцевых пачек колеблется от 1,5—2 м до 50 м. Однако не северо-западном окончании полуострова, в северо-восточном крыле так

[1] Уже после составления настоящего очерка нам стала известна работа С. Г. Токмачевой и Л. Я. Палец, в которой указано, что в одном из тектонических блоков, сложенных мын-аральскими конгломератами, в цементе последних ими собрана фауна: *Propora* ex gr. *conferta* M. E. et H., *Pentamerus* sp., *Plectatrypa* ex gr. *praemarginalis* (Sow.), *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.) и др. На основании этой фауны авторы относят мын-аральские конгломераты к нижнему уэнлоку, т. е. к таранноиу.

называемой Ичкинской синклинали сланцевые породы выклиниваются и весь уэнлок оказывается представленным в известняковой фации (гряда акканских известняков).

В полосе силура, расположенной к югу от Аккерме, в пределах Ортанской и Караагачской антиклиналей развиты окремнелые плитчатые аргиллиты и алевролиты тараннона с подчиненными прослоями песчаников и конгломератов.

Наконец, северо-западнее, между п-овом Аккерме и полем мын-аральских конгломератов, в структуре, которую Б. М. Келлер и его соавторы именуют Мын-Аральским моноклинальным блоком, тараннон представлен вулканогенными образованиями. Это мощная и сложно построенная толща андезитовых порфиритов, альбитофиров, липаритовых порфиров и их туфов, местами содержащая линзы и прослои туфопесчаников, конгломератов, аргиллитов и алевролитов. В сланцевых пачках, в низах толщи найдены граптолиты — *Retiolites geinitzianus* Barr., *Monograptus marri* Perner, *Spirograptus spirialis* Geinitz. и др., указывающие на таннонский возраст вмещающих пород. Мощность описываемой толщи огромна. Местами она измеряется в 1000—1300 м, местами раздувается до 3000 м. Однако едва ли вся серия описываемых вулканических пород должна быть отнесена к тараннону. Низы ее безусловно принадлежат этому возрасту, как об этом свидетельствуют находки граптолитов, верхняя же граница толщи неясна. Известно лишь, что она несогласно перекрывается кислыми лавами девона. Возможно, что мы имеем здесь дело не только с таннонскими слоями, но и с более высокими горизонтами уэнлока и лудлоу, южнее представленными в известняковых фациях.

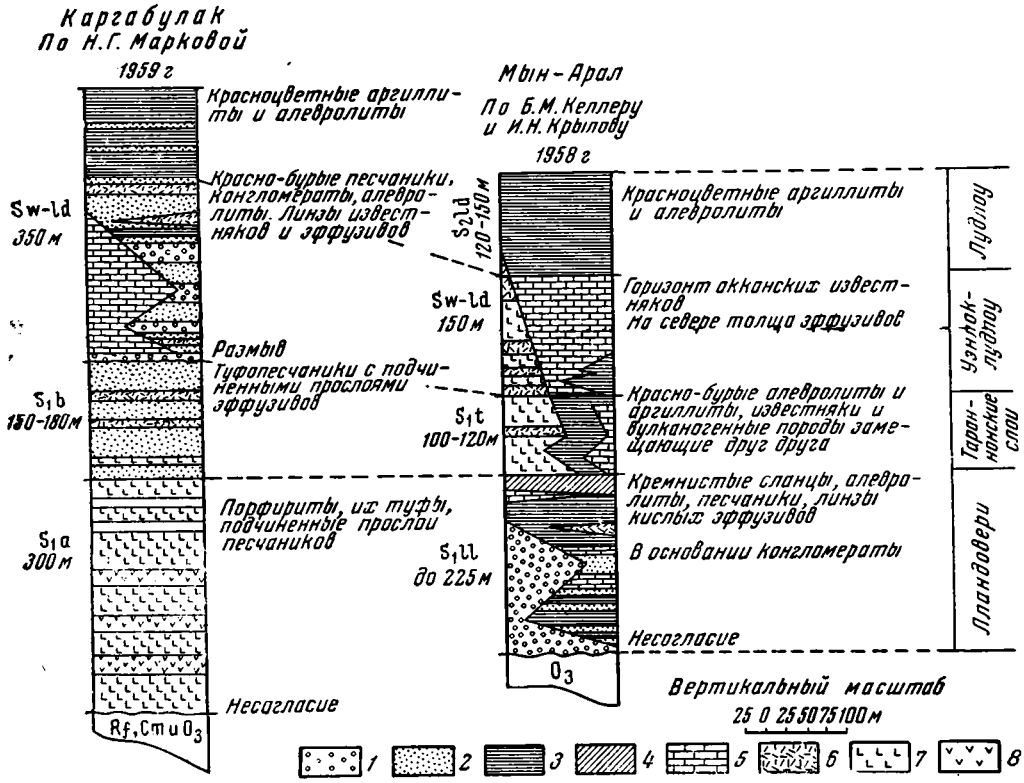
Уэнлокский и лудловский ярусы в районе Мын-Арала представлены рифовыми известняками, протягивающимися в виде узкой гряды на расстояние около 30 км от п-ова Аккерме на северо-запад, по направлению к Каракамысскому гранитному массиву. Известняки массивные, серые и розовые, иногда брекчиевидные, содержащие обильную фауну брахиопод, трилобитов, кораллов, мшанок и других ископаемых, монографически описанных В. Н. Вебером, О. И. Никифоровой, Т. Б. Рукавишниковой, О. П. Ковалевским, М. Н. Чугаевой и другими палеонтологами. Списки найденных здесь ископаемых весьма обширны и приводятся рядом исследователей (А. М. Беляев, Д. И. Яковлев, А. Е. Репкина, С. Г. Токмачева, Б. М. Келлер, И. Н. Крылов, Е. В. Негрей и др.). На основании их работ можно говорить о принадлежности вмещающих известняков, получивших наименование «акканских», к уэнлокскому и лудловскому ярусам. Мощность известняков непостоянна и колеблется в пределах — 100—150 м.

Необходимо отметить, что на п-ове Аккерме, помимо известняковой фации уэнлока, известны также красноцветные породы этого возраста. При этом любопытно, что пачка красно-бурых песчаников и алевролитов, располагающаяся выше слоев с граптолитами тараннона, развита главным образом на южных и юго-западных крыльях синклинальных складок (Ичкинской, Тюлькулинской и др.) в то время, как на северо-восточных их склонах те же горизонты уэнлока выражены в известняковой фации. Таким образом, даже в пределах отдельных мелких структур здесь наблюдается резкое изменение разреза с замещением известняковых осадков красноцветными.

Что касается более высоких горизонтов силура, то на юго-западном побережье залива Аккерме выше акканских известняков известны выходы красноцветных аргиллитов и алевролитов, не содержащих органических остатков и имеющих мощность в 120—150 м. Видимо, ими заканчивается разрез силура этого района.

Таким образом, как это видно из данного выше описания силура юго-восточной части Прибалхашского прогиба, образования его резко варьируют как в отношении фаций, так и мощностей. При этом известняковые и пес-

чано-глинистые красноцветные осадки в ряде горизонтов переплетены между собой чрезвычайно тесно и часто замещают друг друга по простиранию (фиг. 71). Что касается точного положения в разрезе вулканогенной фации, то этот вопрос пока до конца не ясен. Если, как указывалось выше, вулканогенные породы Мын-Аральского моноклинального блока отвечают не только тараннону, но и более высоким горизонтам силура, то здесь имеет место резкое фациальное замещение известняковых пород южного крыла Мын-Аральской антиклинали эффузивными толщами северного (фиг. 72).



Фиг. 71. Сопоставление разрезов силура районов поселка Мын-Арал и родника Каргабулак:

1 — конгломераты; *2* — песчаники и туфопесчаники; *3* — алевролиты и аргиллиты; *4* — кремнистые сланцы; *5* — известняки; *6* — альбитофиры, порфиры и их туфы; *7* — андезитовые порфириты и их туфы; *8* — базальтовые порфириты и их туфы

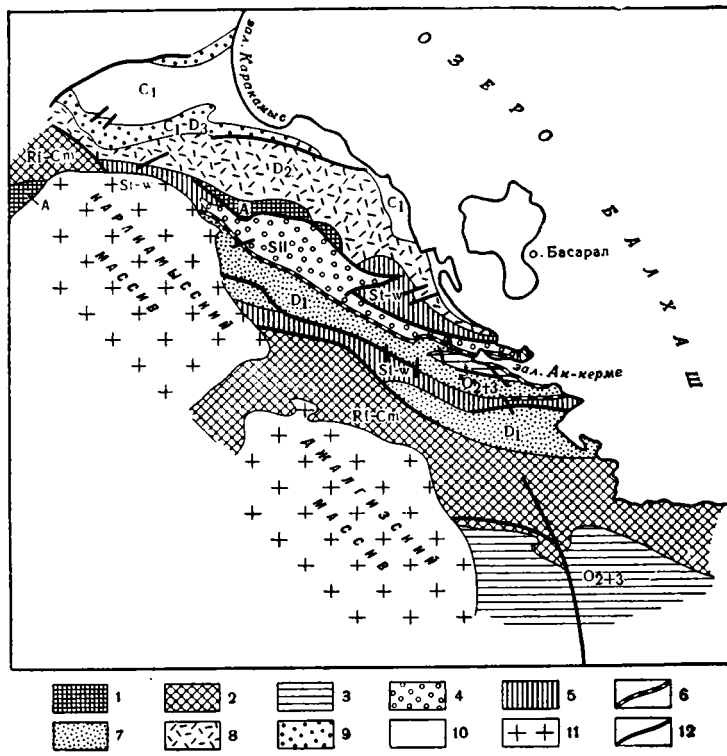
Следующим разрезом силурийских отложений области Прибалхашского прогиба, на рассмотрении которого следует остановиться, является разрез района родника Каргабулак, а также территории, расположенной к юго-востоку от него. Геологическое строение этого участка освещено в работах Э. К. Вильцинга и И. Т. Серебряковой, М. А. Жукова, С. Б. Бакирова и В. И. Волобуева. Летом 1955 г. в этом районе пришлось работать также и нам.

Согласно нашим наблюдениям, силурийские отложения развиты здесь на весьма ограниченном участке (1,5 × 3,5 км) и слагают борта синклинальной структуры, представляющей собой северо-восточную оконечность так называемой Акжар-Сарытумской мульды, выполненной каменноугольными осадками. На юго-западе силурийские толщи несогласно располагаются на рифее и кембрии, на юге и северо-востоке они граничат по разломам

с ордовиком и вулканогенными свитами девона, наиболее низкими горизонтами которого выполнена также центральная часть упомянутой синклинальной структуры (фиг. 73).

Разрез силура, по нашим данным, рисуется в следующем виде:

Внизу располагается толща темно-серых, в виду гематитизации часто фиолетовых и пятнистых порфиритов (S_1a) андезитового и базальтового состава. Наряду с пироксеновыми андезитовыми порфиритами в большом



1 2 3 4 5 6
7 8 9 10 11 12

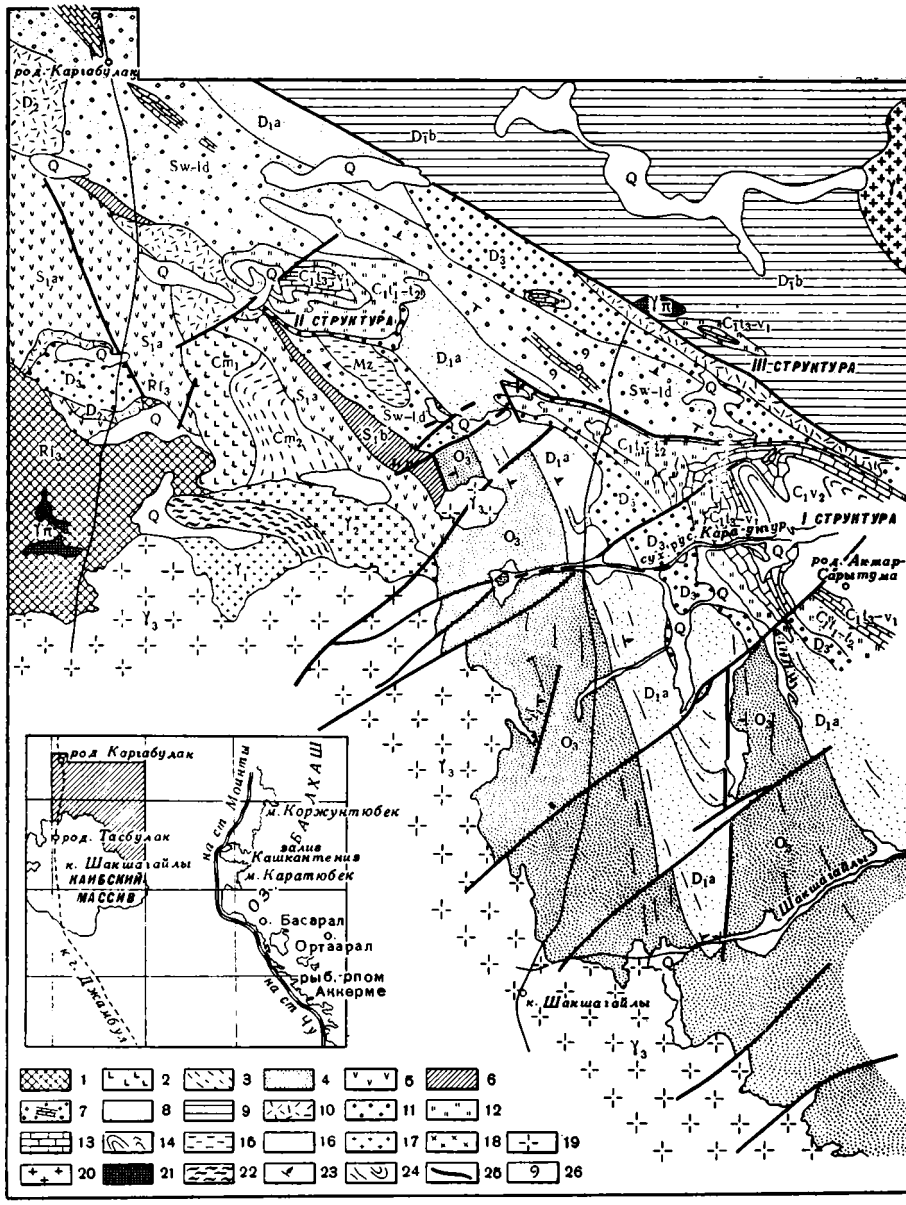
Фиг. 72. Схема геологического строения района пос. Мын-Арал. Составили Б. М. Келлер, Ф. Н. Крылов, Е. В. Негрей, 1958 г.:

1 — кристаллические сланцы и гнейсы (A); *2* — метаморфические сланцы и кремнистые породы (Rf — Cm); *3* — песчаники, конгломераты, кремнистые сланцы, алевролиты (O_{2-3}); *4* — конгломераты, кремнистые сланцы, кислые эффузивы, известняки (Sll); *5* — порфириты, сланцы, песчаники, конгломераты, известняки (St — w); *6* — акканские известняки (Sw — ld); *7* — порфириты, туфы, песчаники, конгломераты, сланцы (D_1); *8* — кварцевые порфириты, альбитофиры и их туфы (D_2); *9* — песчаники (C_1 — D_3); *10* — песчаники и сланцы (C_1); *11* — граниты герцинские; *12* — разломы

количестве здесь наблюдаются базальтовые порфириты, содержащие реликты оливина. Меньшую роль играют биотитовые и роговообманковые андезитовые порфириты. В подчиненном количестве встречаются обломочные образования — туфы и агломераты, в верхних горизонтах — тонкие прослои песчаников.

Толща порфиритов широко распространена в юго-западном крыле мульды, где она, как это видно из прилагаемой схемы (см. фиг. 73), протягивается из района солончака Тюлькули далее на северо-запад, несогласно перекрывая осадки кембрия и рифея. Мощность ее достигает около 300 м.

Следующая свита (S_1b), имеющая значительно меньшую мощность (150—180 м), сложена светло-серыми, желтоватыми, иногда розоватыми, обычно туфогенными песчаниками — яснослоистыми, тонкоплитчатыми. Среди



Фиг. 73. Схема геологического строения района Қаргабулак-Шакшагайлы.
Составила Н. Г. Маркова по работам 1955 г.:

1 — верхний рифей (Rif_3), метаморфические песчаники; *2* — нижний кембрий (Cm_1): диабазовые порфириты, их туфы, линзы сургучных яшм; *3* — средний кембрий (Cm_2): кварцево-хлоритовые сланцы, песчаники; *4* — верхний ордовик (O_3): песчаники, гравелиты, кремнистые алевролиты. Нижний силур (S_1): *5* — порфириты андезитового и базальтового состава (S_1a); *6* — туфогенные песчаники, прослои кислых эффузивов (S_1b). Нижний — верхний силур (Sw — ld): *7* — красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, линзы и массивы рифовых известняков. Нижний — средний девон (D_{1-2}): *8* — серо-зеленые песчаники, подчиненные прослои основных и кислых эффузивов ($D_{1-2}a$); *9* — андезитовые порфириты, прослои альбитофиров, липаритов, порфиров и их туфов ($D_{1-2}b$); *10* — средний девон (D_2): альбитофиры, липаритовые порфиры и их туфы; *11* — верхний девон (D_3): пестроцветные конгломераты и песчаники. Нижний карбон (C_1): *12* — темно-серые глинистые известняки, окремнелые известняки, мергели, красные алевролиты и песчаники ($C_1t_1 — t_2$); *13* — темно-серые глинистые известняки, окремненные известняки, прослои песчаников ($C_1t_2 — v_1$); *14* — зеленые песчаники, конгломератовидные песчаники, алевролиты (C_1v_2); *15* — галечники мезозоя. *16* — наносы (Q); Интрузии: *17* — разгнейсованные граниты (γ_1); *18* — диориты, кварцевые диориты и плагиограниты (γ_2); *19* — граниты Каибской интрузии (γ_3); *20* — порфировидные граносиениты (γ_4); *21* — гранит-порфиры ($\gamma\pi$); *22* — зона даек и кварцевых жил; *23* — элементы залегания пород; *24* — линии простирания пород; *25* — разломы; *26* — места находок фауны

них наблюдаются подчиненные прослои туфов и пепловых туфов кислых эффузивов, в низах — порфиритов, совершенно аналогичных описанным в нижележащей толще. Таким образом, переход между двумя нижними свитами постепенен.

Приведем конкретные разрезы этой части силурийских отложений, относимой нами к нижнему отделу системы. Один из них, прослеженный между выходами кембрия и галечников мезо-кайнозоя, слагающих значительные пространства к югу от так называемой II структуры карбона (см. фиг. 73), последовательно вскрывает:

	Мощность, м
Cm 1. Хлоритовые сланцы зеленые, сильно мятые, обильно пронизанные тонкими прожилками кварца. Мощная толща	
S_1a 2. Скальные выходы андезитового порфирита с хорошо видимыми иголочками роговой обманки и вкрапленниками плагиоклаза. Порода гематитизирована и имеет фиолетово-серую окраску	30—35
S_1a 3. Далее на северо-восток, в мелкосопочнике, непрерывно прослеживаются выходы тех же андезитовых порфиритов. Иногда они представлены лучше раскристаллизованными разностями, с вкрапленниками темноцветных и плагиоклаза, иногда плотными, сильно гематитизированными породами	260
» 4. Дайка гранит-порфира меняющегося простирания, очень мощная	30—40
S_1b 5. Туфы плагиопорфиров темно-красные, с плотной пепловидной основной массой и раковистым изломом	35
» 6. Туфопесчаники желтовато-серые, плотные	50
» 7. Андезитовые порфириты, подобные описанным выше	10
» 8. Песчаники, аналогичные слою 6	50
» 9. Туфы плагиопорфиров, выделяющиеся в виде четкой гряды	20
» 10. Далее вскрываются породы уже более высоких горизонтов силура	

Следующий разрез, лучше и полнее вскрывающий толщу порфиритов (S_1a) и хуже — вышележащий горизонт (S_1b), прослежен нами на 4,5 км южнее описанного:

	Мощность, м
S_1a 1. На небольшой сопке северо-восточного края солончака Тюлькули глыбы и коренные выходы базальтовых порфиритов черных, плотных, очень крепких, с неясными вкрапленниками	80
» 2. Туфы порфиритов пестрые, агломератные, неравномерно гематитизированные и эпидотизированные	25
» 3. Мандельштейны порфиритов зеленые, с порами, выполненными хлоритом и карбонатом	20
» 4. Скалистые выходы агломератных туфов порфиритов, подобных слою 2	35
» 5. Песчаники серо-зеленые, неравномернозернистые, с обломками базальтовых порфиритов	10
» 6. Порфириты андезитовые, роговообманково-плагиоклазовые и пироксено-плагиоклазовые, чередующиеся между собой	150
S_1b 7. У небольшого такыра высыпки и глыбы сливного мелкозернистого песчаника	30
» 8. Туфы плагиопорфира красные, аналогичные слою 5 предыдущего разреза	30
» 9. Песчаники красноватые, тонкозернистые, яснослоистые	30
» 10. Задерновано	50
» 11. Песчаники бурые и красноватые, подобные слою 9	20
» 12. Задерновано	30
» 13. Четкая гряда, сложенная красными туфами плагиопорфиров, представляющая продолжение гряды слоя 9 предыдущего разреза	15

Выше с размывом залегает следующая свита силура в значительной своей части, как мы увидим далее, принадлежащая уже к верхнему отделу системы. Она характеризуется пестрым составом входящих в нее пород и фациальной изменчивостью их на коротких расстояниях. Здесь развиты красно-бурые, «шоколадные», обычно аркозовые песчаники, иногда серые и зеленоватые; также красные и зеленые аргиллиты с характерной карандашной отдельностью; известняки серые, розовые и пятнистые, образующие линзы и быстро выклинивающиеся прослои, а местами и более мощные мас-

сивы; наконец, грубовалунные конгломераты с галькой преимущественно тех же известняков, а также пород нижележащих свит. Среди перечисленных обломочных образований встречаются подчиненные прослои вулканогенного материала, представленного кварцевыми и бескварцевыми разностями плагиопорфиров, их туфами и туфобрекчиями.

Укажем, что конгломераты и известняки превалируют обычно в нижней части свиты, имеющей мощность около 150 м, более тонкосортированные породы — алевролиты и аргиллиты — в верхней (200—230 м). Общая мощность свиты, таким образом, около 350 м. Прослои вулканогенных пород распределены в ней неравномерно: их больше в юго-западном крыле мульды, в северо-восточном они единичны. Вообще разрезы крыльев описываемой структуры совпадают не полностью, испытывая известные фациальные изменения.

Для иллюстрации всего сказанного приведем конкретные разрезы верхней красноцветной свиты, как мы будем называть ее в дальнейшем.

В юго-западном крыле мульды весьма показателен разрез, являющийся продолжением второго из приведенных выше для нижнего отдела силура, хорошо увязывающийся и с ним, и с более северным разрезом. Непосредственно на порфирах горизонта S_1b (слои 9 и 13 предыдущего разреза) нами наблюдались:

		Мощность, м
Sw—ld	1. Конгломераты с галькой серого и розового пятнистого известняка, а также серого песчаника. Конгломераты дают коренные плоские плиты, выстилающие обнажение наподобие пола	20
»	2. Коренные выходы туфа кварцевого плагиопорфира	5
»	3. Песчаники бурые и шоколадного цвета с обломками порфиров	5
»	4. Туфы кварцевого плагиопорфира фиолетовые, залегающие в виде тонких плиточек в 1—3 см толщиной	30
»	5. Россыпь галек конгломерата, аналогичного описанному в слое 1. Несомненно здесь залегает коренной пласт его. Особенно много галек известняка, достигающих наибольшей величины	90
»	6. Чередование туфов кварцевых плагиопорфиров и алевролитов шоколадного цвета	30
»	7. Песчаники светло-серые, состоящие из перемытого материала плагиопорфиров	2
»	8. Задерновано	20
»	9. Туфы кварцевого плагиопорфира красновато-бурые	3
»	10. Песчаники красно-бурые и шоколадные, с обломками кварца, полевого шпата, кислых и основных эффузивов	2
»	11. Алевролиты шоколадного цвета, тонкослоистые	25
»	12. Гривки аргиллита красно-бурого, кремнисто-глинистого	2
»	13. Песчаники бурые и шоколадные	10
»	14. Те же песчаники с обломками красных аргиллитов. В виде тонких подчиненных прослоев среди них наблюдались зеленовато-серые андезитовые порфириты с мелкими вкрапленниками плагиоклаза. Простирание 320°. Падение на северо-восток под углом 40°	80
»	15. Песчаники красно-бурые, прорванные кварцевой жилой	30
»	16. Гряда, сложенная пепловидными туфами порфиров и «шоколадных» песчаников. Простирание пород 310—320°. Падение на северо-восток под углом 60°. Гряда сдвинута на северо-восток проходящим здесь сколом	8
»	17. Гривки шоколадных песчаников	20
»	18. Далее выходят породы девона	

Разрез той же свиты в северо-восточном крыле мульды имеет несколько иной характер, в связи с резким сокращением прослоев вулканогенных пород. Зато полнее развит осадочный комплекс, в частности, появляются прослои и линзы известняков с фаунистическими остатками, в верхах наблюдается довольно мощная пачка аргиллитов. Это крыло мульды смято дополнительно в ряд складок с углами падения 50—60°, что необходимо учитывать при просмотре разреза, так как это вызывает повторяемость ряда горизонтов.

Наилучший и наиболее полный разрез свиты прослежен нами в районе северо-западного окончания Акжар-Сарытумской каменноугольной мульды. Здесь, близ дороги, идущей на север, к так называемой третьей структуре карбона, сразу за линией разлома нами прослежено:

		Мощность, м
Sw—ld	1. Пачка алевролитов красных, иногда зеленоватых, сильно мятых и кливажированных	30
»	2. Песчаник серовато-зеленый, грубозернистый, переходящий в мелкогалечный, а местами и грубовалунный конгломерат с обильными гальками розового пятнистого известняка, с фауной криноидей и мелких брахиопод, достигающих 10—15, а часто и 25—50 см в поперечнике. Кроме того, встречена более мелкая галька гранитов, красных и зеленых аргиллитов	20
»	3. Аргиллиты красные, тонколистоватые	10
»	4. Туфобрекчии порфира с крупными лапиллями плагиопорфира, достигающими 25—30 см в диаметре, и красно-бурым цементом, состоящим из плагиоклаза, серицита и карбоната, сильно обжатым и рассланцованным	15
»	5. Задернованное пространство с глыбками песчаников красновато-бурых тонкозернистых	20
»	6. Грубовалунные конгломераты, дающие хорошие скалистые выходы. Цемент песчанистый, незначительный по количеству, ввиду чего конгломерат состоит почти из одних валунов от 10 до 30 см в диаметре, принадлежащих красным и черным плагиопорфирам, известнякам, в меньшей степени гранит-аплитам	20
»	7. Песчаники красновато-бурые и розовые, грубозернистые, аркозовые, с прослоями зеленовато-серых плитчатых песчаников и красноватых и зеленоватых тонколистоватых аргиллитов	30
»	8. Мелкогалечные конгломераты с гальками порфиров, гранитов и других пород. Среди конгломерата линзообразный прослой мощностью около 1—3 метров кристаллического, криноидного известняка	15—20
»	9. Песчаники розовато-серые, тонкозернистые, тонкоплитчатые и серые известняковые сланцы, переслаивающиеся между собой	30
»	10. Песчаники серые, крепкие, далее сменяющиеся выходами мелкогалечных конгломератов с галькой розового пятнистого известняка, гранита и красных сургучных яшм. Величина наиболее крупной гальки 5—10 см, обычно мельче	20
»	11. Гривки песчаников серых и зеленоватых, а также розоватых, плитчатых	20
»	12. Аргиллиты красные, тонкоплитчатые	10
»	13. Песчаники серо-зеленые, а также красно-бурые, шоколадные, сильно кливажированные	20
»	14. Алевролиты шоколадные, с подчиненными прослоями тонколистоватых красных аргиллитов	30
»	15. Аргиллиты зеленовато-серые, тонколистоватые, с характерной карандашной отдельностью	30
»	16. Аргиллиты, красно-бурые и зеленоватые, тонколистоватые, переслаивающиеся между собой	80

Если двигаться по простиранию слоя 8 к северо-западу, то можно наблюдать как мощность известнякового прослоя, отмеченного нами среди конгломератов увеличивается до 5, а местами и до 10 м. В связи с этим известняки слагают собой уже небольшие самостоятельные сопочки. Описываемый прослой известняка, имеющий непостоянный характер и представляющий систему следующих одна за другой линз, был прослежен нами на расстоянии около 6 км. Иногда хорошо видно, как некоторые из линз сменяются по простиранию известняковым конгломератом, почти лишенным цемента и состоящим из крупных глыб того же известняка. Далее конгломерат обогащается более разнообразной галькой; среди нее, однако, преобладающее значение всегда принадлежит известнякам, галька которых достигает наиболее крупных размеров. Еще далее конгломераты становятся мелкогалечными и переходят в красно-бурые и «шоколадные» песчаники. Таким образом, фациальная изменчивость и невыдержанность толщи очевидна и может быть прослежена шаг за шагом.

В линзах и прослоях известняка, а также в известняковых гальках конгломератов в северо-восточном крыле мульды в ряде точек мы собрали фауну кораллов и брахиопод. Судя по заключению М. А. Борисяк, любезно

просмотревшей брахиоподы, а также В. А. Сытовой и О. Б. Бондаренко, определивших кораллы, здесь встречены: *Favosites forbesi* M. E. et H., *Mesofavosites bonus* Sok., *Favosites* ex gr. *hisingeri* M. E. et H., *Conchidium knighti* Sow., *Conchidium pseudoknighti* Tschern., *Lissatrypa* cf. *kazachstanica* Boris., *Eospirifer* sp. Кроме того, много криноидей, оставшихся не определенными, строматопор и мшанок. Реже встречаются гастроподы. Часть указанных форм характерна для уэнлокского, часть для лудловского ярусов верхнего силура, поэтому наиболее правильно принять возраст вмещающих пород как уэнлок — лудлоу.

Таков характер разреза верхней красноцветной свиты в северо-западном крыле рассматриваемой синклинали. Продвигаясь далее на северо-запад, в район родника Қаргабулак, можно видеть как вследствие периклинального замыкания девонских отложений, выполняющих центральную часть структуры, происходит соединение крыльев ее, сложенных осадками верхнего силура. Последние, в виду этого, приобретают здесь наиболее широкое развитие и, что важно, вновь несколько отличны фациально. Помимо терригенных осадков, представленных теми же песчаниками, алевролитами и аргиллитами красно-бурого и шоколадного цвета, а также конгломератами, содержащими глыбы и валуны известняков, здесь широко развиты сами известняки, слагающие два крупных массива по обе стороны от родника (см. фиг. 73). Один из них имеет длину 5 км при ширине 800 м — 1 км, другой более изометричен (3×1,5 км). Оба массива сложены рифовыми известняками, представленными двумя разностями — розовыми, пятнистыми, местами обладающими брекчиевидной структурой с большим количеством члеников криноидей и редкими крупными брахиоподами, а также серыми массивными, буквально переполненными фауной кораллов и строматопор. Из фауны В. А. Сытова, О. Б. Бондаренко и М. А. Борисяк здесь определили: *Entelophyllum prosperum* (Barr.), *Tryplasma* cf. *loweni* M. E. et H., *Brachyelasma* sp., *Neobrachyelasma* gen. nov., *Aseptiphyllum cargabulacum* Syt., sp. nov., *Favosits forbesi* var. *nitidula* Poêta и многочисленные представители рода *Heliolites* (серые известняки). Из брахиопод спинная створка крупного экземпляра *Conchidium knighti* Sow. (розовые известняки). Большинство указанных форм встречается в лудловском ярусе верхнего силура, однако *Tryplasma loweni* известна из уэнлока и лудлоу Англии, а *Aseptiphyllum cargabulacum* встречен в нижнелудловских отложениях Қазахстана (р-н Мединe). Поэтому возраст вмещающих толщ, так же как и для района к северу от Акжар-Сарытумской структуры, должен быть принят как уэнлок-лудлоу.

Из сказанного ясно, что верхняя красноцветная свита на участке родника Қаргабулак имеет по существу тот же характер, что и в ранее описанных разрезах. Значительно возрастает здесь лишь роль известняков, слагающих собой уже весьма крупные массивы и достигающих мощности 150—200 м.

В заключение в нескольких словах остановимся на петрографической характеристике пород, входящих в состав силура описываемого района.

Среди нижней порфиритовой свиты (S_1a), на основании просмотра шлифов, сделанного В. В. Коптевой, могут быть выделены следующие группы пород.

Базальтовые порфириты. Породы имеют порфировидную структуру и содержат от 25 до 40% вкрапленников, представленных плагиоклазом и оливином. Плагиоклаз обычно сильно изменен, серицитизирован и карбонатизирован. Реже он остается свежим и тогда определяется как лабрадор № 63. Вкрапленники оливина нацело изменены и замещены магнетитом (по периферии), идингситом и кальцитом (средняя часть). Основная масса породы обладает интерсертальной, реже гиалопилитовой структурой и состоит из микролитов плагиоклаза, обычно серицитизированного, и оливина, замещенного хлоритом, карбонатом и идингситом.

Пироксено-плагиоклазовые порфириты, встречающиеся среди базальтовых, обладают порфировой структурой. В состав вкрапленников, составляющих 25—30% от общей массы породы, входят плагиоклаз и пироксен. Плагиоклаз, соответствующий олигоклазу № 28, обычно серицитизирован, карбонатизирован и каолинизирован. Пироксен изменен нацело и замещен хлоритом и карбонатом, так что о первоначальном составе его можно судить лишь по форме поперечных сечений кристаллов. Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза и пироксена, сцементированных мелкозернистым агрегатом хлорита, серицита и карбоната. Микролиты плагиоклаза частично или полностью замещены серицитом и кальцитом, микролиты пироксена — пеннином. Структура основной массы андезитовая.

Биотитовые андезитовые порфириты, наблюдающиеся в виде тонких прослоев среди базальтовых и пироксено-плагиоклазовых порфиритов, также обладают порфировой структурой. Вкрапленники составляют около 10% массы породы и представлены биотитом, почти полностью замещенным хлоритом и карбонатом. Основная масса породы имеет интерсертальную структуру и состоит из микролитов серицитизированного плагиоклаза и замещенного хлоритом и карбонатом биотита. В промежутках между вкрапленниками наблюдается поздний низкотемпературный кварц и мелкорассеянный рудный минерал.

Роговообманковые андезитовые порфириты. Вкрапленники в них представлены реликтами роговой обманки, замещенными мелкозернистым магнетитом и карбонатом. Основная масса породы сильно карбонатизирована и серицитизирована, причем среди вторичных образований иногда проглядывают неполностью замещенные серицитом плагиоклазовые микролиты.

Агломератные туфы. Обломки сложены дацитовым порфиритом с вкрапленниками плагиоклаза, кварца и нацело измененных темноцветных минералов. Плагиоклаз значительно серицитизирован и каолинизирован и не поддается определению. Кварц содержится в небольшом количестве. Темноцветные минералы, также встречающиеся редко, обычно замещены кальцитом, хлоритом и вторичным кварцем. Судя по очертаниям, здесь мы имеем дело с биотитом и пироксеном. Основная масса породы, сильно измененная и окварцованная, состоит из микролитов плагиоклаза и мелкорассеянного рудного минерала. Структура ее неполнокристаллическая. Цементирующим материалом агломератных туфов является литокластический туф андезитового порфирита, состоящий из слепленных друг с другом угловатых обломков последнего. В отдельных обломках в разном количестве содержатся реликты роговой обманки и пироксена, погруженные в агрегат вторичных минералов — карбоната и хлорита. Таким образом, цемент породы имеет более основной состав, чем материал обломков.

Туфы андезитовых порфиритов. Обломки принадлежат плагиоклазовому порфириту, довольно кислому, с вкрапленниками каолинизированного плагиоклаза. Цветной минерал во вкрапленниках отсутствует. Много также осколков плагиоклазовых вкрапленников. Все это погружено в тонкозернистую массу пелитового туфа.

Песчаники, встречающиеся в виде подчиненных прослоев, в верхах свиты представлены разностями, среди обломочного материала которых очень много базальтовых порфиритов, подобных описанным выше. Цементирующей массой является мелкозернистый песчаник, состоящий из зерен кварца, гематита и карбоната.

В вышележащем осадочном комплексе S_1b и Sw — ld главная роль принадлежит обломочным породам. В свите S_1b это преимущественно туфопесчаники — мелко- и тонкозернистые, с большим количеством

обломков кислого пирокластического материала. Реже встречаются обломки основных эффузивов. Кроме того, много зерен кварца, несущих следы окатанности, и полевых шпатов. Цемент туфопесчаников значительно перекристаллизован и состоит из мелкокристаллического кварца.

В отличие от нижней, в верхней красноцветной свите Sw — ld главным образом развиты аркозовые песчаники. Это породы разной зернистости от мелко- и среднезернистых до гравелитов. Среди обломков, помимо аркозового материала, явно преобладающего (кварц, полевые шпаты), встречаются также кислые и основные эффузивы, песчаники, известняки, граниты, кварциты, кристаллы турмалина, циркона и пр. Особенно много обломков пород нижележащих горизонтов — андезитовых порфиритов, песчаников, туфопесчаников, а также кислых эффузивов и пепловых туфов горизонтов S_1a и S_1b. Реже наблюдаются метаморфизованные песчаники кембрия, граниты, кварциты и другие породы. Цемент железистый и карбонатно-железистый, иногда кварцево-железистый. Количество его незначительно, обычно это цемент пор.

Что касается вулканогенных образований, встречающихся в виде подчиненных прослоев как в свите S_1b, так и в верхней красноцветной (Sw—ld), то они представлены серией дацитовых лав и их пирокластов, дающих то кварцевые, то бескварцевые разности. Резко преобладают туфы, сами лавы крайне редки.

Петрографически здесь могут быть выделены следующие группы пород.

Туфы плагиопорфиров. Породы с крупными вкрапленниками андезина (№ 30), а также обычно сильно измененными и серицитизированными обломками плагиопорфиров, плагиоклазов и рудного минерала. Распределение обломочного материала кучное, неравномерное. Количество его сильно варьирует и местами оказывается очень незначительным. Тогда преобладает основная масса, состоящая из микрокристаллических зерен кварца и плагиоклаза. В некоторых шлифах основная масса особо тонкозерниста и обладает характерной пепловидной текстурой, в связи с чем породы переходят в пепловые туфы. При просмотре шлифов можно наблюдать все переходы от последних к грубозернистым разностям.

Как правило, породы сильно карбонатизированы, причем процессы карбонатизации захватывают как основную массу, так и обломки. Иногда карбонатизация идет по трещинам.

Туфы кварцевых плагиопорфиров содержат крупные вкрапленники кварца и плагиоклаза, сильно измененного и серицитизированного. В обломочном материале наблюдаются порфиры, порфириты, а также осколки кварца и полевых шпатов. Все это погружено в тонкозернистую, местами пелитовую основную массу, состоящую из кварца и плагиоклаза. Иногда (вблизи разломов) породы сильно катаклазированы. По трещинам развиваются гидроокислы железа.

Плагиопорфиры представлены главным образом бескварцевыми разностями, состоящими из вкрапленников андезина, погруженных в тонкозернистую, преимущественно плагиоклазовую основную массу. В последней наблюдаются, кроме того, серицит и карбонат. Иногда во вкрапленниках наблюдается также кварц, и тогда порода может быть названа кварцевым плагиопорфиром.

Заканчивая на этом описание силурийских отложений района родника Каргабулак и территории, лежащей к юго-востоку от него, попробуем сравнить развитые здесь образования с разрезом п-ова Аккерме и окрестностей пос. Мын-Арал, связанных единым простиранием и расположенных на расстоянии 70—75 км друг от друга. На фиг. 71 дано сопоставление стратиграфических колонок этих участков, из которого можно видеть, что наибольшее сходство обнаруживают верхи разрезов. Действительно, описанная нами верхняя красноцветная свита, включающая извест-

няки с фауной уэнлок — лудлоу, легко может быть сопоставлена с акканской свитой Б. М. Келлера, которая, по указанию автора, представлена не только в фации известняков, богато охарактеризованных фауной (акканский известняк), но частично также и красноцветами. При этом, подобно тому как это описано нами для Қаргабулакского района, замещение одной фации другой имеет место на коротких расстояниях, часто в пределах одной и той же складки (см. Келлер, 1958, стр. 8).

Сходство верхних частей колонок дополняется также тем, что и в разрезе района родника Қаргабулак (северо-восточное крыло синклинали), и в разрезе п-ова Аккерме (юго-западное побережье залива) в верхних горизонтах располагается пачка красноцветных аргиллитов и алевролитов, которая должна быть отнесена, очевидно, к наиболее высоким горизонтам лудлоу.

Таким образом, верхние части колонок совпадают полностью.

Сложнее обстоит дело с низами разрезов, которые уже значительно отличаются литологически. Тем не менее, останавливает на себе внимание тот факт, что как в том, так и в другом районе в образованиях, лежащих ниже акканской свиты, выделяются две толщи, связанные друг с другом постепенным переходом и близкие по мощностям. Вполне возможно, что эти толщи являются фациальными аналогами друг друга, т. е., что свита S_1b Қаргабулакского района должна быть отнесена к тараннону, а нижняя S_1a — к лландовери. Такое предположение вполне вероятно, если учесть те резкие фациальные изменения, которые свойственны отложениям силура вообще и которые не раз фиксировались как нами, так и другими исследователями. В частности, резкое замещение осадочных образований эффузивами доказано Б. М. Келлером и И. Н. Қрыловым для тараннонских слоев и предполагается для более высоких горизонтов разреза — уэнлока и лудлоу. Остается предположить, что осадочные толщи лландовери также подвержены таким замещениям. Изложенный выше материал по Қаргабулакскому району дает, как нам кажется, для этого известные основания.

Заканчивая описание образований силурийского возраста в пределах Прибалхашского прогиба необходимо хотя бы в двух словах коснуться тех незначительных выходов их, которые наблюдаются к западу от залива Қаракамыс и к югу и северу от Қызылкингирской структуры.

К западу от залива Қаракамыс, судя по данным С. Г. Токмачевой, силурийские отложения вскрываются в тектоническом блоке среди образований нижнего девона. Они представлены толщей андезитовых порфиритов и их туфов с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Литологическое сходство их с образованиями, обнажающимися в области так называемого Мын-Аральского моноклинального блока, а также наблюдавшееся в одном из участков согласное перекрытие их породами нижнего девона, охарактеризованными флорой, заставляют С. Г. Токмачеву относить эти порфириты к силуру с условным индексом Sw — ld.

Что касается небольших останцов силурийских отложений среди гранитных массивов к югу и северу от Қызылкингирской мульды, то, судя по данным Э. К. Вильцинга и И. Т. Серебряковой, они также сложены комплексом порфиритов и их туфов с подчиненным развитием песчаников. Среди порфиритов преобладающее значение имеют андезитовые разности, но встречаются также и более основные.

Выход порфиритовых лав, описанный указанными авторами к югу от колодца Шурун, несомненно представляет собой продолжение полосы вулканогенных пород, охарактеризованных нами выше и приуроченных к низам Қаргабулакского разреза (свита S_1a). Вероятно с теми же базальными горизонтами силурийской толщи, условно отнесенными к лландовери, мы имеем дело и к северу от Қызылкингирской мульды, в восточной части Булаттавского гранитного массива.

Таким образом, вулканогенные фации нижней части Каргабулакского разреза получают в северо-западной оконечности Прибалхашского прогиба весьма значительное распространение.

АТАСУ-МОИНТИНСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Силурийские отложения наблюдаются здесь лишь на крайнем северо-восточном склоне структуры в виде полосы, тянущейся от уроч. Агадыр к горам Талдыэспетау и Каражал. Далее широкие поля их известны в области Токраусского геосинклинального прогиба, расположенного уже за пределами района наших работ. Характеристику образований этого возраста мы находим в работах Н. А. Штрейс, С. Е. Колотухиной, И. И. Радченко, Е. К. Танаисовой, Е. К. Тереховой, Г. И. Бедрова, К. Т. Куликовского и др.

Согласно данным всех перечисленных выше геологов, здесь развита толща серо-зеленых песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов, изредка известняков, часто сменяющих друг друга как по вертикали, так и по горизонтали, но в то же время весьма однообразных и монотонных при прослеживании на больших площадях. Располагается описываемая серия осадков несогласно и трансгрессивно на более древних толщах. Внизу, как правило, залегает горизонт конгломератов, в гальке которых много эффузивов и яшм рифея, оолитовых известняков ордовика, а также интрузивных пород, среди которых узнаются гранито-гнейсы, схожие с гранито-гнейсами Алабасского массива (γ_1Cm) (см. рис. 70), а также плагиограниты и габбро, аналогичные развитым в близрасположенном Саранском массиве (γ_3). Выше располагается толща серо-зеленых песчаников полимиктового и аркозового состава, содержащая прослои алевролитов, аргиллитов, изредка линзы известняков.

Укажем, что обычно вверх по разрезу описываемой серии осадков грубообломочный материал сменяется более тонкообломочным, в виду чего внизу преобладающее значение принадлежит конгломератам и песчаникам, вверху — алевролитам, аргиллитам, известняковым песчаникам и известнякам.

Мощность толщи колеблется от 1500 до 2000 м.

Для иллюстрации сказанного приведем разрез, записанный Н. А. Штрейс и С. Е. Колотухиной (1948) по правобережью р. Талдыэспе против гряды Конурадыр (описание дано снизу вверх).

Sw — ld 1. Конгломераты, гальки которых сцементированы зеленовато-серым песчанистым цементом. Размеры галек и их состав чрезвычайно разнообразны. Часто это валунные конгломераты с валунами величиной до 1 м в поперечнике. И валуны, и гальки, как правило, хорошо окатаны. Они представлены светло-серыми плагиогранитами, гранит-порфирами, гнейсами, диабазами, порфиритами, песчаниками и сланцами, а также яшмами и кварцитами. Следует отметить, что галька изверженных пород преобладает в нижних слоях конгломератов и сравнительно редко встречается в более высоких.

» 2. Постепенно размеры галек уменьшаются, конгломераты начинают переслаиваться с грубыми и среднезернистыми зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками. Эти песчаники ничем не отличаются от песчаников, слагающих мелкосопочник, прилегающий к западному склону гряды Кызылтау [1].

» 3. В верхней части песчаниковой толщи появляются прослои зеленовато-серых глинистых сланцев. Общая видимая мощность свыше 1500 м.

Что касается возраста описываемой серии пород, то всеми исследователями она относится к силуру. В последнее время сборы фауны, сделанные

[1] На последних картах Талдыэспетау.

Г. И. Бедровым в ряде пунктов к западу от гряды Талдыэспетау и Каражал, позволяют уточнить возраст рассматриваемых образований и отнести их к лудловскому ярусу силура [1]. Г. И. Бедров приводит следующий список найденных здесь форм: *Camarotoechia* aff. *carens* (Barr.), *Karpinskia* sp., *Isorthis* sp., *Spirifer* cf. *angustiplicatus* Kozl., *Atrypa*, сходная с *Atrypa retis* var. *dzwinogorodensis* Kozl., *Nucleospira robusta* Kozl., *Kamerella* sp., *Favosites* sp. nov. No. I (Kov.), *Palaeofavosites balticus* (Buch.) и др.

Необходимо отметить также, что описанная терригенная толща на северо-восточном склоне Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия несогласно перекрывается эффузивами среднего девона, в ряде пунктов содержащими флористические остатки. Это хорошо согласуется с приведенными выше данными о силурийском возрасте ее.

Заканчивая описание силура, напомним, что образования этого возраста развиты на территории Бет-Пак-Далы крайне слабо. При этом в тех немногих местах, где они известны, осадки их резко различны в фациальном отношении. Если в области Прибалхашского прогиба мы встречаемся с очень пестрой серией вулканогенных, красноцветных и карбонатных образований, то в пределах Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия это — однообразные накопления монотонной граувакковой формации. Отличны также и мощности этих образований.

Такое резкое фациальное различие рассматриваемых отложений, так же как и слабое выборочное распространение их, несомненно, объясняется структурным планом Бет-Пак-Далы в период силура.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Образования девона имеют в пределах описываемой нами территории чрезвычайно широкое, почти повсеместное развитие, встречаясь во всех основных структурных элементах района. Так, значительной протяженности полосы и поля девона отмечаются в области центрального грабена, Прибалхашского и Сасырлыкского прогибов. Образованиями этого возраста покрыты также обширные пространства на территории Чуйского и Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий, а также Джильтавской глыбы.

Повсеместностью своего распространения девонские отложения могут сравниваться лишь с докембрием. Однако, если широта развития образований последнего обусловливалась отсутствием тектонической дифференциации описываемой обширной территории, лишь начавшей намечаться в рифее, то в девоне мы наблюдаем прямо противоположную картину. Осадки этого возраста отличаются друг от друга фациально не только в основных крупных структурах, но, как мы увидим далее, даже отдельные участки их характеризуются различными разрезами. Особенно резко это проявлялось в эпоху нижнего и верхнего девона.

Таким образом, тектоническое расчленение области оказывается в этот период уже весьма значительным, сказываясь на разрезах не только крупных, но и частных структурных форм. Попробуем показать это на конкретном материале.

---

[1] В 1960 г. Г. И. Бедров делит описываемую серию пород более дробно, выделяя в ней две согласно залегающие одна на другой толщи: осадочно-эффузивную, датируемую им как уэнлок-лудлоу и осадочную толщу лудлоу. Каждая из них охарактеризована фаунистически (см. Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 1).

ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ГРАБЕНА

Джалаир-Найманский грабен

Отложения девона, особенно нижнего его отдела, весьма значительно распространены в пределах центрального грабена. Они протягиваются здесь в виде широкой, причудливой формы полосы от области Чу-Илийских гор и гор Кандыктас, через горы Хантау и Койжарлыган в район гор Байгары и лога Каратал, и далее на северо-запад по направлению к роднику Ергебулак, могилам Кипчакбай и Коржумбай.

Следует отметить, что намечаются как бы две полосы девона — одна, тяготеющая к северо-восточному, другая к юго-западному борту описываемого грабенообразного трога. Эти полосы, связанные общностью строения, в то же время несколько отличаются одна от другой характером разрезов. Последнее обстоятельство, несомненно, связано с наличием в центральной части Джалаир-Найманской зоны поднятого гребня, возникшего в силурийский период и игравшего в девоне роль срединного поднятия, сказывающегося на фациях.

В целом образования девона центрального грабена представлены мощной континентального габитуса толщей, чрезвычайно сложной и пестрой по своему характеру. Главная роль в ней принадлежит красноцветным терригенным осадкам, а также эффузивам основного и кислого состава.

Чу-Илийские горы

Разработкой стратиграфии девона этого района центрального грабена последнее время занимались И. В. Хохлов, Т. Б. Рукавишникова, З. И. Минина, Л. П. Зоненшайн, И. И. Порецкий и др. Наиболее подробно названными авторами описана полоса нижнего и частично среднего девона, протягивающаяся по северо-восточному склону Чу-Илийских гор— от уроч. Итиикан к горам Анрахай и далее в область так называемого Кызылсокского прогиба.

В этих работах приводится ряд послойных разрезов, из которых видно, что описываемая толща, сложенная в ряд широких и пологих брахискладок, быстро меняет свой состав, характер и мощность на коротких расстояниях. Так, мощность нижне-среднедевонских отложений, обычно залегающих несогласно на ордовике, но местами располагающихся прямо на архее, в разрезах гор Аксоран-Кру достигает 530 м, лога Копалы — 750 м, Ащису — 2000 м, а в Кызылсокском прогибе — 3000 м. Меняется также состав толщи. Тем не менее с некоторыми оговорками в ней могут быть выделены две части. Нижняя слагается обычно красноцветными конгломератами и песчаниками, местами содержащими подчиненные прослои кислых и основных эффузивов. Галька конгломератов очень разнообразна и состоит из метаморфических пород архея и протерозоя, зеленоцветных песчаников и сланцев ордовика, гранитов, гранодиоритов и акканских известняков с фауной уэнлок—лудлоу. Мощность этой нижней пачки сильно изменчива, местами достигает 200—300 и даже 600 м, местами сокращается до 100 и даже до 50 м.

Верхняя часть толщи состоит преимущественно из эффузивных пород, главным образом различных порфиритов (диабазовых, пироксено-плагиоклазовых и плагиоклазовых), с пачками и прослоями кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и их туфов, а также красноцветных песчаников и конгломератов. Мощность ее, также меняющаяся от разреза к разрезу, в среднем составляет 900—1000 м, но местами резко возрастает.

Возраст этой весьма характерной, фациально изменчивой серии пород, названной И. В. Хохловым (1960 г.) сугандинской свитой, принимается им и его соавторами как нижний девон и частично низы среднего (D_1 — D_2') на основании следующих данных.

1. Находки фауны в гальках известняков базальных конгломератов в логе Ащису, в районе русла Сарыбулак, близ уроч. Кандыккара, в логе Тесик и в ряде других пунктов: *Pentamerus oblongiformis* Nikif., *Conchidium biloculare* L., *Conchidium* sp., *Atrypa granulifera* Barr., *Atrypa marginalis* Dalm., *Atrypa* ex gr. *marginalis* Dalm., *Lyssatrypa linguata* Buch., *Spirifer elevatus* var. *kazachstanica* Bor., *Spirifer balchaschensis* Nikif., *Spirifer* aff. *robustus* Barr., *Sprifer* (*Delthyris*) aff. *pentameriformis* Tschern., *Bronteus crebristritus* var. *magna* Web., *Bumastus* cf. *barriensis* Murch., *Tetraliches contractus* Web. По заключению Т. Б. Рукавишниковой, указанные формы типичны для акканских известняков Мын-Арала, имеющих возраст уэнлок-лудлоу.

2. Находки в сланцевом прослое нижней части толщи в горах Анрахай флоры *Dreponophycus* sp., по указанию М. А. Сенкевич, характерной для $D_1 — D_2$.

3. Сборы стеблей псилофитов из группы Psilophytalys в пачке кремнисто-туфогенных сланцев, в низовье лога Тулькули, указывающие, по определению М. А. Сенкевич, на нижне-среднедевонский возраст вмещающих пород.

4. Сравнение разрезов Чу-Илийских гор с разрезами Западного Прибалхашья (район залива Аккерме и Кашкантениз), где среди кислых эффузивов, залегающих выше толщ пород, аналогичных описанным, найдена флора живетского яруса. Это позволяет говорить о том, что верхний возрастной предел сугандинской свиты не может быть поднят выше эйфеля.

Выше образований $D_1 — D_2$ в описываемой полосе, по данным тех же авторов, несогласно залегают осадки верхнего отдела девона, также представленные серией красноцветных пород континентального габитуса. Распространены они здесь слабо и образуют две незначительные по своим размерам мульды, одна из которых располагается между логами Ащису и Сарыбулак, другая в центре Кызылсокского прогиба.

В первой из мульд верхний девон (по И. В. Хохлову и З. И. Мининой) представлен толщей чередующихся между собой красноцветных песчаников и конгломератов, образующих прослои мощностью от 1 до 5 м. Общая мощность толщи достигает 800 м.

В Кызылсокском прогибе, судя по данным И. В. Хохлова, Л. П. Зоненшайна и др., образования верхнего девона представлены более пестрой толщей пород. В основании здесь залегает пачка красноцветных песчаников и конгломератов, местами содержащая линзы и прослои известняков с неопределенными растительными остатками. Мощность ее достигает 170 м. В средней части разреза значительно развиты эффузивы, главным образом разнообразные порфириты и их туфы, слагающие собой толщу мощностью около 500 м. Наконец, вверху вновь появляются красноцветные обломочные породы — аркозовые песчаники, малиново-красные алевролиты и аргиллиты с прослоями мелкогалечных конгломератов, образующие пачку, мощностью свыше 200 м. Общая мощность верхнего девона Кызылсокского прогиба достигает, таким образом, 900—1000 м.

Следует отметить, что верхнедевонский возраст описанных образований принят авторами условно и основывается, с одной стороны, на несогласном залегании их на породах сугандинской свиты, с другой — на перекрытии вулканогенными толщами верхнего карбона и перми ($C_3 — P_1$). Однако остающийся достаточно широкий возрастной интервал, как нам кажется, не исключает возможности того, что часть свиты принадлежит уже к нижнему карбону.

Образования сугандинской свиты описаны также И. В. Хохловым и З. И. Мининой в более южных участках Чу-Илийских гор, а именно в районе гор Дуланкара и уроч. Алмалы, т. е. на юго-западном склоне Анрахайского поднятия. Интересно, что, по данным этих авторов, в составе

свиты эффузивы отсутствуют совсем, или встречаются в виде незначительных линз и прослоев, и вся свита оказывается сложенной почти исключительно осадочными породами — песчаниками и конгломератами, имеющими к тому же не только красно-бурую, но и зеленую окраску. Таким образом, намечается уже некоторое изменение разреза при движении в южном направлении.

Горы Хантау

Различие в строении северо-восточного и юго-западного склонов центрального грабена отчетливо улавливается также в районе гор Хантау, лежащих северо-западнее, на простирании только что охарактеризованных участков. Это было отмечено еще Н. А. Ноздреевым в 1939 г., описавшим интересующую нас красноцветную толщу, но отнесшим ее к силуру. Толща эта на юго-западном склоне срединного поднятия, именуемого Н. А. Ноздреевым главным антиклиналом, представлена красными и малиновыми аркозовыми и грауваккoвыми песчаниками, конгломератами, а также малиново-красными аргиллитами с параллельной или косой слоистостью, трещинами усыхания и волновой рябью на поверхностях напластования. Аргиллиты появляются в разрезе спорадически, то образуя мощные пачки, то лишь отдельные прослои и линзы, то исчезают совсем. В связи с этим, по мнению Н. А. Ноздреева, они не могут быть выделены в виде самостоятельного горизонта, а являются лишь своеобразной фациальной разновидностью красноцветной толщи. Мощность последней непостоянна и колеблется от 600 до 1500 м.

На северо-восточном крыле того же антиклинала описываемая толща имеет иной литологический состав. Конгломератов в ней становится меньше, среди песчаников наблюдается много серых разностей, пачки аргиллитовых сланцев отсутствуют. Зато появляются многочисленные прослои кислых эффузивов и их туфов.

Укажем, что на северо-восточном же склоне, по данным Н. А. Ноздреева, выше охарактеризованной серии осадков, располагается толща основных эффузивов, отнесенная им к силуро-девону и достигающая около 1000 м мощности. Она представлена главным образом различными порфиритами и их пирокластами, судя по описанию, совершенно аналогичными развитым в верхней части сугандинской свиты Чу-Илийских гор, согласно разрезу, составленному И. В. Хохловым и его соавторами.

Еще выше в колонке Н. А. Ноздреева располагается свита кислых эффузивов, сложенная главным образом кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, ортофирами и их туфами. Автор относит ее к среднему девону, параллелизуя с так называемой альбитофировой толщей, широко развитой в Западном Прибалхашье и других районах Казахстана. Отметим, что, согласно карте Н. А. Ноздреева, толща эта лишь фестоном заходит в описываемую нами полосу развития девона, главным образом располагаясь уже по северную сторону гранитного массива гор Хантау, т. е. в области Джильтавской глыбы, где ею сложены обширные поля.

Таким образом, сравнивая разрезы Хантау и Чу-Илийских гор, мы видим много общего в нижней их части, относимой И. В. Хохловым к сугандинской свите $D_1 — D_2'$, Н. А. Ноздреевым — к силуру и силуро-девону. И там, и здесь значительную роль играют красноцветные терригенные осадки, тяготеющие к нижней части толщи; в верхах доминирующее значение приобретают эффузивы, главным образом основного состава. Различие возрастной датировки едва ли может служить препятствием при сопоставлении свит, так как Н. А. Ноздреевым для значительной части разреза она была принята совершенно условно. Автор основывался при этом на находках (горы Акташ и р. Жидели) фауны силурийского облика в линзах известняков, залегающих, по его мнению, среди красноцветной толщи. Однако, как

показали маршруты, проведенные в 1954 г. И. В. Хохловым и Л. П. Зоненшайном, известняки гор Акташ ничего общего с красноцветами не имеют, так как отделены от них линией регионального разлома и залегают среди образований более древнего возраста. Известняки р. Жидели, хотя и располагаются внутри красноцветной толщи, но содержат разноречивую фауну и также не могут служить надежным доказательством силурийского возраста вмещающих пород. Списков фауны Н. А. Ноздреев, к сожалению, нигде не приводит, однако он отмечает, что разные группы ископаемых дают плохо согласующиеся между собой определения. Так, брахиоподы указывают на верхи силура, трилобиты же значительно понижают возраст. Такая разноголосица в фауне, как нам кажется, наводит на мысль о том, что вмещающие ее известняки представляют собой не линзы, а, возможно, крупные известняковые глыбы или гальки, столь характерные для горизонтов конгломератов, не раз описанных И. В. Хохловым, Т. Б. Рукавишниковой и другими исследователями среди красноцветной толщи $D_1 — D_2'$.

Горы Койжарлыган

От гор Хантау полоса образований девона протягивается вдоль северо-восточного борта Джалаир-Найманского грабена далее к горам Қойжарлыган. Судя по данным ряда геологов (Е. Д. Полякова и Г. Н. Другова; Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов[1]), можно говорить о том, что здесь развита та же серия красноцветных пород, в которой выделяются две свиты.

Нижняя свита характеризуется чередованием конгломератов и песчаников ярко-вишневой и малиновой окраски. В верхних горизонтах ее встречаются подчиненные прослои вулканогенных пород. Разрез свиты по логу Сарыбулак, записанный Э. К. Вильцингом и И. В. Хохловым, представляется в следующем виде:

	Мощность, м
1. Конгломераты крупногалечные, базальные, серой и красноватой окраски, с пестрой и разнообразной галькой. Среди последней особенно много песчаников ордовика, а также известняков, яшмо-кварцитов, габбро, плагиогранитов и катаклазированных гранитов	50
2. Переслаивание тонколистоватых сланцев и полимиктовых песчаников	50
3. Аркозовые песчаники розовато-бурые	10
4. Мелкогалечные конгломераты коричневато-красные	15
5. Чередование вишневых туфосланцев и туфопесчаников	30
6. Миндалекаменные порфириты	50
7. Чередование серых и вишневых песчаников	70
8. Дайка диабазового порфирита	
9. Песчаники и туфопесчаники с силлами кератофиров	80

Общая мощность свиты оценивается Е. Д. Поляковой в 600 м, И. В. Хохловым — в 325 м. Вероятно, она изменчива и в разных разрезах различна.

Залегающая выше согласно с нижней эффузивно-осадочная свита приурочивается обычно к центральным частям брахисинклинальных складок и сложена различного состава порфиритами, среди которых значительная роль принадлежит андезитовым порфиритам с крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, а также диабазовым и пироксеновым порфиритам, иногда с миндалекаменной структурой и туфами их. Здесь же встречаются кислые эффузивы, представленные кварцевыми и сферолитовыми порфирами и их туфолавами.

В подчиненном количестве среди вулканогенных пород содержатся прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов с характерной косой слоисто-

[1] Эти авторы описывали данные образования под индексом силура (S_2^1 и S_2^2). Однако в 1960 г. в докладе на стратиграфическом совещании в г. Алма-Ата И. В. Хохлов отнес их уже к девону.

стью и волновой рябью. Вверх по разрезу количество песчаников резко возрастает, ввиду чего некоторыми авторами (И. В. Хохлов) они выделяются в самостоятельную песчаниковую подсвиту. Общая мощность свиты превышает 1000 м, причем на долю песчаниковой подсвиты падает 350 м.

Еще выше, на нижележащих свитах резко несогласно располагается мощная и однообразная серия кислых лав, представленных кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и их пирокластами с редкими подчиненными прослоями порфиритов. Мощность ее достигает около 2000 м. Отметим, что кислые эффузивы, как это хорошо видно на карте, лишь частично заходят в область Джалаир-Найманской зоны, главным же образом приурочиваются к территории Джильтавской глыбы.

Наконец, наиболее высокое положение в разрезе девона занимает пачка пестроцветных конгломератов и песчаников, главным образом аркозовых, образующих, судя по данным Е. Д. Поляковой, незначительные нашлепки к западу от рудника Коктас. Мощность этой свиты, залегающей несогласно на предыдущих, здесь очень незначительна и едва ли достигает 200 м.

Таким образом, разрез гор Койжарлыган легко может быть параллелизован с приводившимися ранее разрезами. Нижняя его половина, сопоставляемая с сугандинской свитой, также сложена красноцветными и вулканогенными породами; однако здесь в ней выделяются уже три пачки (см. фиг. 75). В верхней части, как и в горах Хантау, наблюдается несогласно залегающая толща кислых эффузивов, заходящих сюда из области Джильтавской глыбы, где ими заняты обширные поля. Наконец, в самом верху располагаются пестроцветные песчаники девона, приуроченные к небольшим изолированным мульдам, подобно тому, как это имело место в районе Чу-Илийских гор.

Горы Джамбул — Байгара — Жамбасши

Двигаясь далее к северо-западу вдоль центрального грабена, видим, что те же две полосы отложений девона прослеживаются и здесь. При этом вдоль северо-восточного борта этой крупной структуры девон образует ряд несвязанных друг с другом причудливой формы мульд, расположенных к северу от гор Джамбул, в районе лога Андассай — гор Байгара и у колодца Жамбасши (см. фиг. 59). На юго-западе полоса осадков этого возраста более выдержана и прослеживается непрерывно от области развития третичных отложений далее на северо-запад по направлению к горам Акбастау. Опишем обе эти полосы, хорошо известные нам по личным наблюдениям.

На северо-восточном склоне центрального грабена широкое развитие получает сугандинская свита D_1 — D_2, которая, так же как и в районе гор Койжарлыган, может быть подразделена на три подсвиты.

Нижняя из них, обозначенная нами индексом D_{1-2}, располагается в основании всех вышеперечисленных мульд, за исключением Жамбасшинской. Эта подсвита обычно сложена чередующимися между собой песчаниками и конгломератами, в гальках которых наблюдаются породы всех более древних свит. Особенно много гранитов и гранодиоритов, аналогичных описанным нами под индексом γ_3, песчаников ордовика; встречаются также известняки.

Следует отметить, что помимо красновато-бурых окрасок, обычных для данной толщи, здесь часто наблюдается зеленая окраска пород. Особенно много зеленоцветных конгломератов и песчаников наблюдается в Байгаринской мульде. Мощность подсвиты увеличивается по направлению на юго-восток. Так, в Байгаринской и Андассайской мульдах она не превышает 30—50 м; в мульдах к северу от гор Джамбул — возрастает до 100 м. Наилучший разрез этих базальных горизонтов девона

записан в 1952 г. Л. П. Зоненшайном в наиболее южной из Джамбульских мульд. Снизу вверх здесь прослежено:

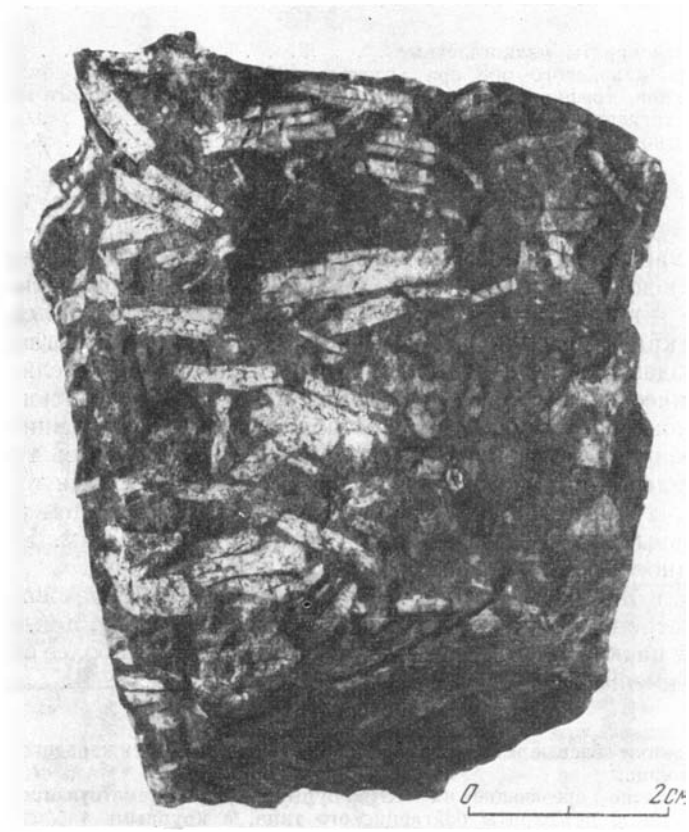
		Мощность, м
$D_{1-2}a$	1. Крупногалечные базальные конгломераты, располагающиеся прямо на образованиях ордовика. Цемент конгломератов красный, песчанистый, галька хорошо окатана и достигает 5—7 и даже 15 см. Среди нее много песчаников ордовика, кварцитов протерозоя, гранитов, гранодиоритов и жильного кварца	20
»	2. Песчаники красные, грубозернистые	30
»	3. Мелкогалечные конгломераты	25
»	4. Песчаники красные, грубозернистые, яснослоистые	25

Средняя подсвита ($D_{1-2}b$) развита шире и выполняет собой центральную часть синклинальных структур, расположенных к северу от гор Джамбул, а также Андассайской мульды, в которой она достигает наиболее значительной мощности и полноты. Кроме того, этой подсвитой образованы крылья Байгаринской и Жамбасшинской брахисинклиналей и полностью сложена небольшая мульда в долине лога Каратал, приуроченная к линии регионального разлома, протягивающегося от гор Джамбул до колодца Жамбасши. Главную роль в данной толще, как и в ранее описанных районах, играют вулканогенные породы основного и среднего состава. В меньшем количестве встречаются кислые лавы и их пирокласты, а также прослои осадочных пород. Вообще же соотношение различных типов пород, а следовательно, состав, характер подсвиты и ее мощность не являются постоянными, а меняются от мульды к мульде. Так, в Андассайской структуре доминирующее значение имеют диабазовые порфириты, их туфы и мандельштейны, в меньшей степени андезитовые лавы и их пирокласты. В верхах подсвиты появляются маломощные прослои кварцевых порфиров, альбитофиров и их туфов. Прослои осадочных пород почти отсутствуют или встречаются в резко подчиненном количестве. Приведем разрез, записанный Л. П. Зоненшайном по логу Андассай. Снизу вверх здесь прослежены:

		Мощность, м
$D_{1-2}b$	1. Диабазовые порфириты зеленые, плотные	25
»	2. Туфы порфирита, также зеленые, мелкозернистые	50
»	3. Туфы порфиритов красно-бурые, агломератные, содержащие угловатые обломки гематитизированных порфиритов	35
»	4. Мандельштейны зеленые, с миндалинами, выполненными хлоритом	100
»	5. Туфы порфиритов красно-бурые, мелкозернистые, с примазками зеленого эпидота	50
»	6. Диабазовые порфириты	100
»	7. Туфы порфиритов агломератные	60
»	8. Порфириты темные, плотные, массивные, с мелкими вкрапленниками пироксена	100
»	9. Андезитовые порфириты с таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза. Среди них прослои с миндалекаменной текстурой	300
»	10. Кварцевые порфиры	35
»	11. Диабазовые порфириты	70
»	12. Туфы порфиров светло-серой окраски	20
»	13. Конгломераты и песчаники с мелкой галькой гранитов, яшм, кварцитов, порфиритов	25
»	14. Диабазовые порфириты темные, плотные, массивные, частично эпидотизированные	300
»	15. Туфы порфирита мелкозернистые	75
»	16. Алевролиты красные	30
»	17. Туфолавы кварцевого порфира	50
»	18. Туфы альбитофирового состава	35

Общая мощность разреза 1400 м.

В Байгаринской структуре главная роль среди вулканогенных пород принадлежит андезитовым порфиритам. При этом особо характерны и ши-



Фиг. 74. Андезитовый порфирит с таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза. ($D_{1-2}b$). Байгаринская структура

роко развиты своеобразные разности их с крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, достигающими 2—3 см в длину (фиг. 74). Прослои осадочных пород встречаются чаще, чем в Андассайской мульде, и иногда слагают до 50% толщи. Полная мощность последней, к сожалению, неизвестна, так как описываемые образования срезаны разломом, протягивающимся сюда от гор Джамбул. Неполный разрез толщи, записанный нами к западу от рудника, имеет следующий характер. Снизу вверх здесь прослежено:

	Мощность, м
$D_{1-2}b$ 1. Чередование порфиритов, темно-серых андезитов с крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза и темно-серых и зеленоватых зернистых песчаников. Они образуют равноценные прослои, мощностью примерно по 10—15 м	100
» 2. Гряда сопок с жильными выходами тех же олигоклазовых порфиритов, по трещинам сильно эпидотизированных	200
» 3. Песчаники зеленые, гравийные, переходящие в мелкогалечные конгломераты. Прослоями песчаники имеют фиолетовую окраску, яснослоистые	30
» 4. Порфириты, подобные слою 2	100
» 5. Конгломераты зеленые и бурые, с галькой сургучных яшм, известняка и песчаника	30
» 6. Прослои черного туфа порфирита с обломками плагиоклаза и кварца . .	15
» 7. Конгломераты мелкогалечные	30
» 8. Порфириты плагиоклазовые	80

		Мощность, м
$D_{1-2}b$	9. Конгломераты мелкогалечные	20
»	10. Туфы кварцевого порфира агломератные, с угловатыми обломками песчаников, порфиритов, осколками кварца и калиевого полевого шпата	30
»	11. Мелкогалечные конгломераты	10
»	12. Плагиоклазовые порфириты	50

Видимая мощность толщи 695 м, т. е. в два раза меньше, чем в Андассайской структуре.

Весьма характерный облик имеет средняя подсвита девона в небольшой мульде в долине лога Каратал. Здесь обнажается пачка сильно эпидотизированных и гематитизированных вулканогенных пород. Зеленые полосы, обильно раскрашенные эпидотом, чередуются с бурыми, обогащенными гематитом, создавая весьма характерную, пеструю окраску мелкосопочника.

Литологически описываемая пачка состоит из непрерывного переслаивания плагиоклазовых порфиритов с таблитчатыми вкрапленниками олигоклаза (подобны изображенным на фиг. 74), мелкозернистых туфов порфиритов, мандельштейнов их с мелкими порами, выполненными то кальцитом, то кварцем, туфопесчаников и мелкогалечных туфоконгломератов. Мощность отдельных прослоев колеблется от 1—2 до 20—30 м. Видимая неполная мощность пачки равна 150 м.

Наконец, в Жамбасшинской структуре эффузивные образования средней подсвиты, располагающиеся непосредственно на ордовике, а выше перекрытые верхней пачкой нижнего девона ($D_{1-2}c$), имеют наиболее сокращенный разрез, а именно:

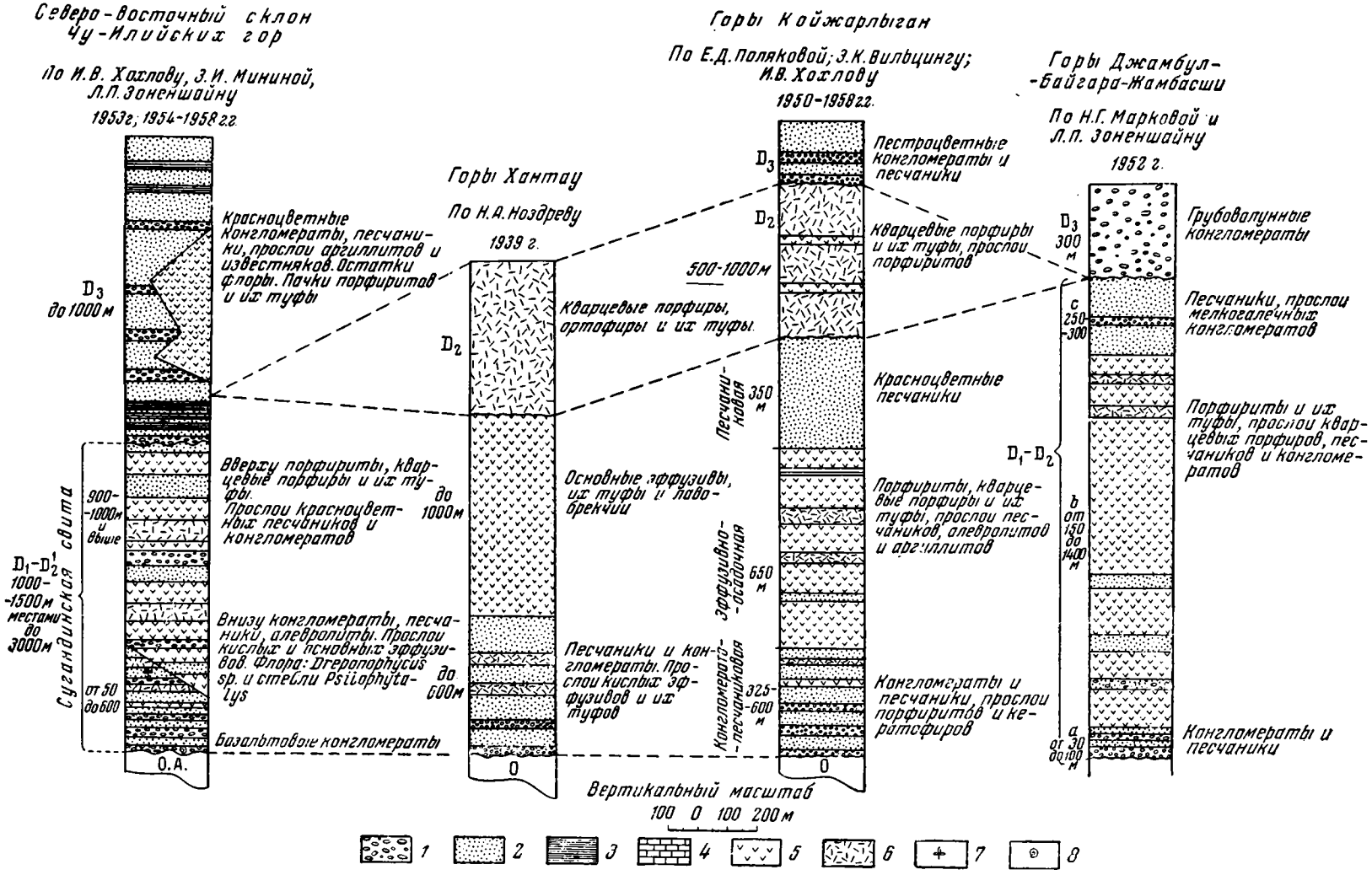
		Мощность, м
O_3	1. Песчаники зеленые и сланцы жамбасшинской свиты низов карадока. Мощная толща.	
$D_{1-2}b$	2. Несогласно срезающие их темно-бурые, слегка гематитизированные андезитовые порфириты байгаринского типа, с крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза	100
»	3. Порфиры красновато-бурые, образующие в рельефе четкую гряду	50
$D_{1-2}c$	4. Аркозовые песчаники и мелкогалечные конгломераты вышележащего горизонта.	

Все изложенное с очевидностью указывает на резкую фациальную изменчивость вулканогенных пород средней подсвиты нижнего — среднего девона, меняющей свой состав, характер и мощность на коротких расстояниях.

Верхняя подсвита (D_{1-2} c) наблюдалась нами лишь в Байгаринской и Жамбасшинской структурах, причем и в той и другой обнажена она очень плохо, что не дает возможности составить послойных разрезов. В целом подсвита представлена толщей пестрых, зеленовато-серых, фиолетовых и вишневых, обычно аркозовых песчаников, местами яснослоистых и плитчатых. Песчаники средне- и крупнозернистые; прослоями в них наблюдаются скопления некрупных галек яшм, кварцитов, порфиритов и других пород; местами наблюдаются уже типичные мелкогалечные конгломераты, имеющие, однако, подчиненное значение.

Мощность толщи ориентировочно равна 250—300 м.

Заканчивая описание девонских отложений северо-восточного склона центрального грабена в отрезке горы Джамбул — колодец Жамбасши, укажем, что помимо образований сугандинской свиты здесь развиты также осадки, условно отнесенные нами к верхнему отделу девона. Они представлены толщей однообразных крупногалечных конгломератов, наблюдавшихся нами в Жамбасшинской и Байгаринской структурах выше песчанистой пачки сугундинской свиты. Конгломераты, слагающие собой слабовсхолмленную долину, заросшую боялычем, как правило, обнажены плохо и дают лишь мощные россыпи галек. Местами, однако, встречаются прекрасные скальные выходы их в виде крупных плит с матрацеобразной отдельностью. Гальки



Фиг. 75. Сопоставление разрезов девона северо-восточного склона центрального грабена:

1 — конгломераты; *2* — песчаники, алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — известняки; *5* — основные эффузивы и их туфы; *6* — кислые эффузивы и их туфы; *7* — флора; *8* — фауна

конгломератов, достигающие 5—10, иногда 20 см в поперечнике, очень разнообразны и имеют состав буквально всех нижележащих пород. Помимо яшм, кварцитов и песчаников ордовика, гранитов и разнообразных жильных пород здесь много также галек серых плагиоклазовых порфиритов байгаринского типа, аркозовых песчаников, мелкогалечных конгломератов и кварцевых порфиров и их туфов. Иными словами, в гальках конгломератов, кроме древних пород, присутствуют также породы сугандинской свиты. Ориентировочная мощность толщи — 300 м.

Подводя итог всему сказанному об отложениях девона северо-восточного склона центрального грабена в отрезке горы Джамбул — колодец Жамбасши, мы видим, что разрез их чрезвычайно похож на разрезы более юго-восточных районов (фиг. 75).

Среди образований сугандинской свиты значительно развиты вулканогенные породы основного и среднего составов. Трехчленным делением ее разрез рассматриваемого района сближается с разрезом гор Койжарлыган. С другой стороны, так же, как и в Чу-Илийских горах, здесь отсутствуют кислые лавы более высоких горизонтов среднего отдела системы и непосредственно на сугандинскую свиту налегают осадки верхнего девона, представленные терригенными образованиями.

Лог Каратал

Рассмотрим теперь характер осадков девона на юго-западном склоне центрального грабена в полосе их, протягивающейся по обе стороны от лога Каратал. Здесь также широко развиты образования, параллелизуемые нами с сугандинской свитой, представленные, однако, уже преимущественно красноцветными терригенными толщами, участвующими в строении широких брахискладок (см. фиг. 23 и 35). В них могут быть выделены две литологически отличные подсвиты.

Нижняя, условно датируемая нами как D_{1-2}а, сложена грубовалунными конгломератами, различной зернистости аркозовыми песчаниками, а также подчиненными прослоями аргиллитов и кислых эффузивов состава дацитовых и липаритовых порфиров, иногда андезитовых порфиритов. В нижней части свиты преобладающее значение принадлежит конгломератам и эффузивам, переслаивающимся с грубозернистыми разностями аркозов. В верхней — развиты главным образом аркозовые песчаники, здесь более тонкозернистые, содержащие подчиненные прослои красных аргиллитов. Интересно отметить, что в рельефе конгломераты образуют широкие валы, хорошо фиксирующиеся на аэрофотоснимках (см. фиг. 37), эффузивы — отчетливые узкие гряды, песчаники же выполняют пониженные пространства между ними.

Конгломераты в нижних горизонтах грубовалунные, имеют типично базальный облик. Галька их хорошо окатана и весьма разнообразна по составу. В ней легко узнаются породы всех нижележащих свит. Здесь в изобилии встречаются кварциты и яшмы протерозоя, песчаники, известняки и эффузивы кембрия, породы ордовика. Очень много галек интрузивных образований: габбро, ультрабазитов, гранитов, гранодиоритов и диорит-порфиритов, совершенно аналогичных развитым среди ордовикских толщ, так что создается впечатление, что размыву подвергались массивы, описанные нами под индексами γ_3, и малые интрузии, рвущие ордовик. Кроме того, встречаются гальки катаклазированных, местами огнейсованных гранитов, близких к встречающимся среди долландейльских массивов γ_3.

В более высоких горизонтах конгломераты становятся мелкогалечными и имеют внутриформационный характер. Среди гальки их появляются породы самой вмещающей толщи: порфиры, их туфы, иногда порфириты.

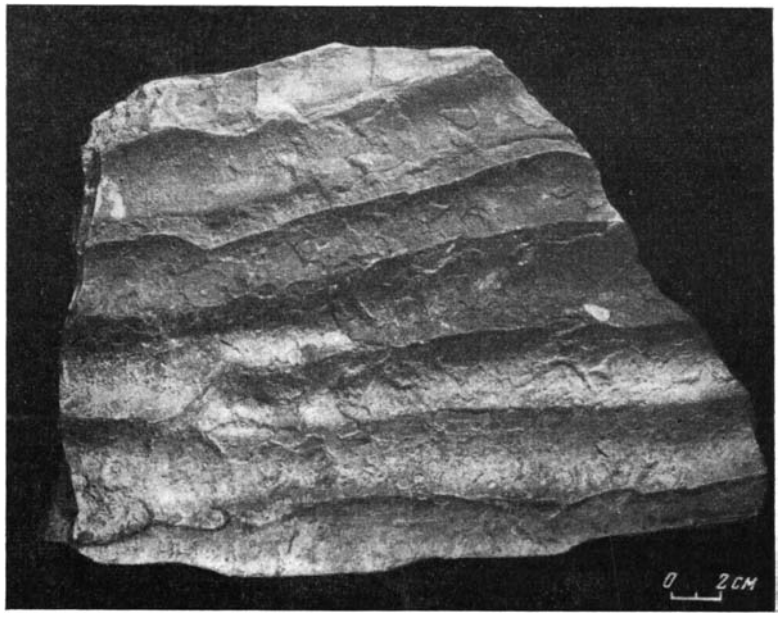
Для иллюстрации всего сказанного приведем разрез нижней свиты, прослеженный нами к юго-востоку от русла лога Каратал и к западу от дороги, идущей от гор Байгара к р. Чу.

Здесь, близ выходов кембрия, образующих небольшую, со всех сторон обрезанную разломами глыбу, выступающую среди красноцветов девона (см. фиг. 23), последние интенсивно смяты и сложены в четко видимую на аэрофотоснимках антиклинальную складку, разорванную рядом мелких косо направленных сколов (см. фиг. 37). Начиная от наиболее глубоких горизонтов и далее вверх стратиграфически нами прослежен следующий послойный разрез [1].

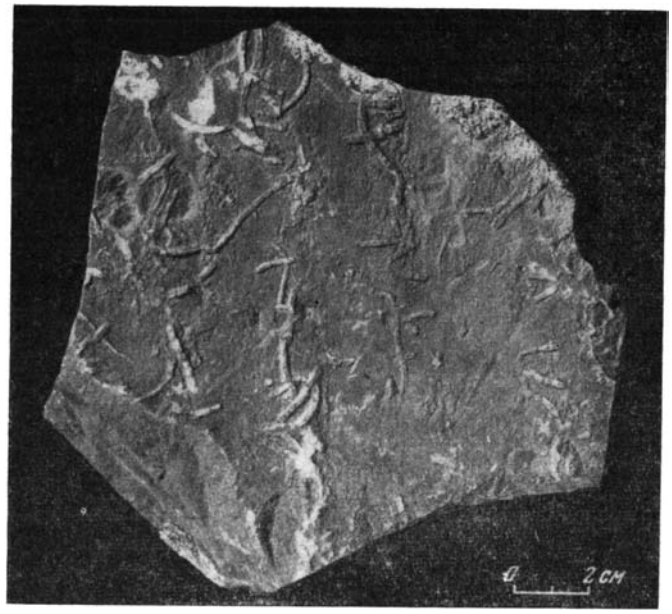
		Мощность, м
$D_{1-2}a$	1. Слой крупногалечных конгломератов, вытянутый в виде меридиональной гряды, образующей род квесты, падающей на запад. Гальки, величина которых достигает 10 и более сантиметров в поперечнике, принадлежат кристаллическому известняку обнажающемуся непосредственно юго-восточнее, кроме того, много галек габбро, огнейсованного мусковитового гранита и пр. Среди конгломератов наблюдаются подчиненные прослои грубозернистых, ясно плитчатых аркозовых песчаников. Залегание, замеренное по слоистости, дало простирание 355°. Падение на запад под углом 40°	50
»	2. Гривки тонкоплитчатых малиновых аркозовых песчаников, также падающих на запад	40
»	3. Меридиональный вал с выходами грубовалунного конгломерата	35
»	4. Аркозовые песчаники, прорванные дайкой габбро-порфирита	30
»	5. Конгломераты грубовалунные	25
»	6. Аркозовые песчаники грубозернистые, прослоями переходящие в мелкогалечные конгломераты. Выходят в понижении рельефа в виде массивных коренных плит	69
»	7. Гряда грубовалунных конгломератов, образующих квесту. Падение на запад	30
»	8. В понижении гривки светло-серых и малиновых аркозовых песчаников, переслаивающихся между собой	75
»	9. Туфы липаритовых порфиров темно-малиновые и шоколадные, ясно обломочные	20
»	10. Широкая, меридионально вытянутая гряда с выходами переслаивающихся между собой мелкогалечных конгломератов, липаритовых порфиров и их туфов. Конгломераты дают прослои по 10 см, порфиры и их туфы по 2—5 м	80
»	11. Пачка переслаивания мелкогалечных конгломератов, грубозернистых аркозовых песчаников, липаритовых порфиров и их туфов — темно-вишневых, с хорошо видимыми простым глазом угловатыми обломками. Преобладающее значение имеют мелкогалечные конгломераты и туфы порфиров. Сами порфиры встречаются в подчиненном количестве . . . . . Мощность прослоев различных пород колеблется от 1—2 до 5—10 м	125
»	12. Прослой гематитизированных андезитовых порфиритов	25
»	13. Ряд четких меридионально вытянутых гряд, хорошо видимых на местности и на аэрофотоснимках. Они сложены чередующимися между собой аркозовыми песчаниками, то более, то менее грубозернистыми, местами переходящими в гравелиты, а также малиновыми алевролитами и аргиллитами, яснослоистыми	250
»	14. Прослой мелкогалечных конгломератов	20
»	15. Аркозовые песчаники, то более, то менее грубозернистые	30
»	16. Конгломераты, образующие четкий меридионально вытянутый вал. Среди галек, обычно некрупных, кроме порфиров и их туфов, много гематитизированного порфирита	50
»	17. Непрерывные мелкие гривки красных аркозовых песчаников, местами яснослоистых. Простирание 345°. Падение на юго-запад под углом 45° . .	80
»	18. Туфы и пепловые туфы порфиров, тонко переслаивающиеся между собой и иногда дающие прослои, измеряющиеся сантиметрами. Окраска пород розовая, серая и зеленоватая	20
»	19. Непрерывные выходы красновато-розовых, местами яснослоистых аркозовых песчаников. Простирание 20—25°. Падение на северо-запад под углом 45°	50

Переходя к характеристике *верхней* подсвиты девона в рассматриваемом районе, индексируемой нами условно как $D_{1-2}b$, укажем, что она развита к северо-западу от области выходов пород нижней свиты, окружая ее в виде дуги и образуя совместно с ней широкую брахиантиклинальную структуру.

[1] Цифры наиболее отчетливых слоев проставлены на фиг. 37.



Фиг. 76. Волноприбойные знаки в алевролитах девона. Лог Каратал



Фиг. 77. Следы ползания червей на плоскостях напластования алевролитов девона. Лог Каратал

Контакт нижней и верхней свит здесь, как правило, согласный; лишь местами наблюдается незначительное несогласие между ними.

Свита всюду начинается пачкой вулканогенных пород мощностью до 150 м, представленной лавобрекчиями и туфами липаритовых порфиров, обычно очень выдержанной и хорошо прослеживающейся по простиранию. Вверх по разрезу эффузивы сменяются толщей весьма характерных красных алевролитов с волноприбойными знаками и следами ползания червей, с подчиненными прослоями зеленых аргиллитов. Еще выше наблюдается, прослеживающийся не везде, горизонт аркозовых песчаников с прослоями красных алевролитов. Общая мощность верхней подсвиты принимается нами равной 600 м.

Для иллюстрации сказанного приведем конкретные разрезы. Наиболее полный разрез, интересный также тем, что в нем видно налегание верхней подсвиты на нижнюю, хорошо обнаженный в нижней части и, к сожалению, хуже в верхах, прослежен нами в северо-западном крыле той же брахиантиклинальной складки, из ядерной части которой был приведен разрез нижней подсвиты.

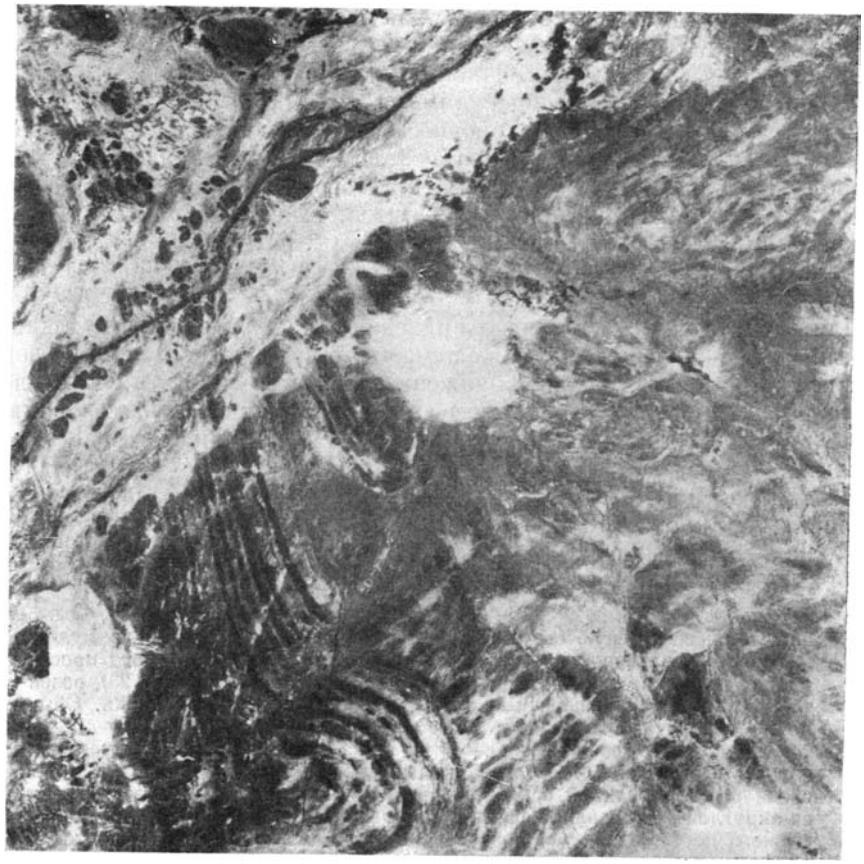
На породах последней местами согласно, местами с незначительным несогласием, срезая отдельные пласты пород, располагается:

		Мощность, м
$D_{1-2}b$	1. Горизонт вулканических брекчий и туфобрекчий порфиров, имеющих вишнево-красную окраску и образующих гряду, хорошо видимую на местности и на аэрофотоснимках. Гряда эта, резко изменчивого простирания, протягивается в виде отчетливой широкой дуги (см. фиг. 23), разбитой рядом мелких поперечных сколов на отдельные мелкие блоки. Обычно по скалам заложены небольшие овражки. Прослеживая данный горизонт по простиранию, можно видеть изменчивость его состава. То это типичная вулканическая брекчия, в которой среди рассланцованной основной массы липаритового порфира содержатся округлой или овальной формы лапилли (от 10 до 20 см в диаметре) более свежего порфира со стекловатой основной массой; то туф липаритового порфира, где помимо обломков самой лавы встречается инородный материал, принадлежащий более древним породам района, как правило,— кварцитам, яшмам, метаморфическим песчаникам и сланцам. Простирание пород изменчиво — от 10 до 260°. Падение на запад и север под углом от 30 до 50°	120—150
»	2. Прослой аркозовых песчаников	20
»	3. Алевролиты красные, тонкоплитчатые, с волноприбойными знаками и следами ползания червей на поверхностях напластования (фиг. 76 и 77) . . . Среди них в виде тонких подчиненных прослоев, мощностью по несколько метров, встречаются зеленые сланцевые аргиллиты	300
»	4. Аркозовые песчаники красные, рыхлые, косослоистые, местами также со следами ряби	70
»	5. Ряд гривок, прекрасно выделяющихся на снимках и сложенных мелкозернистыми, местами порфировидными гранитами, иногда гранит-порфирами, слабо раскристаллизованными и сохраняющими стекловатую основную массу. В понижениях между гривками видны выходы аркозовых песчаников и гравелитов	

Таким образом, становится очевидным, что здесь наблюдается ряд крупных даек гранита и гранит-порфира, секущих верхнюю часть все той же осадочной толщи, разрез которой они здесь в значительной мере маскируют.

Возможно, что слой 5 должен быть отнесен уже к более высоким горизонтам сугандинской свиты, в ранее рассмотренных разрезах индексируемым нами как $D_{1-2}c$.

Эта верхняя часть разреза лучше обнажена северо-западнее, близ долины лога Каратал (см. фиг. 23), где видно, что она сложена чередованием аркозовых песчаников и красных алевролитов, образующих мелкие брахиосклады, хорошо фиксирующиеся на аэрофотоснимках (фиг. 78 и 79). Таким образом, характер толщи в верхах остается примерно тем же.



Фиг. 78. Брахиструктуры в красноцветах девона. Лог Каратал

Укажем, что изучение под микроскопом развитых в приведенном разрезе пород показало следующее:

Лавобрекчии, располагающиеся в основании свиты, состоят из липаритового порфира с порфировой гиалопилитовой структурой и раскристаллизованной кварцево-полевошпатовой основной массой. Обломки, размер которых в шлифе достигает 5 мм, принадлежат также порфирам и осколкам кварца.

Туфы липаритовых порфиров встречаются двух типов. Одни состоят из остроугольных обломков лавы и осколков вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата, к которым примешаны обломки других пород, преимущественно кварцитов и яшм, скрепленных цементом, состоящим из тех же обломков, имеющих алевритовую размерность. Другой тип — когда обломки лавы и осколки вкрапленников скреплены тонким пепловым материалом, в настоящее время раскристаллизованным.

Андезитовые порфириты имеют порфировую и гиалопилитовую структуру основной массы. Вкрапленники представлены в основном плагиоклазом (андезином), реже хлоритизированным пироксеном. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и рассеянного гематита.

Песчаники, представленные всеми разностями от тонкозернистых до гравелитов, имеют обычно аркозовый или полимиктовый состав и содержат плохо окатанные осколки кварца, полевых шпатов, обломки яшм, квар-

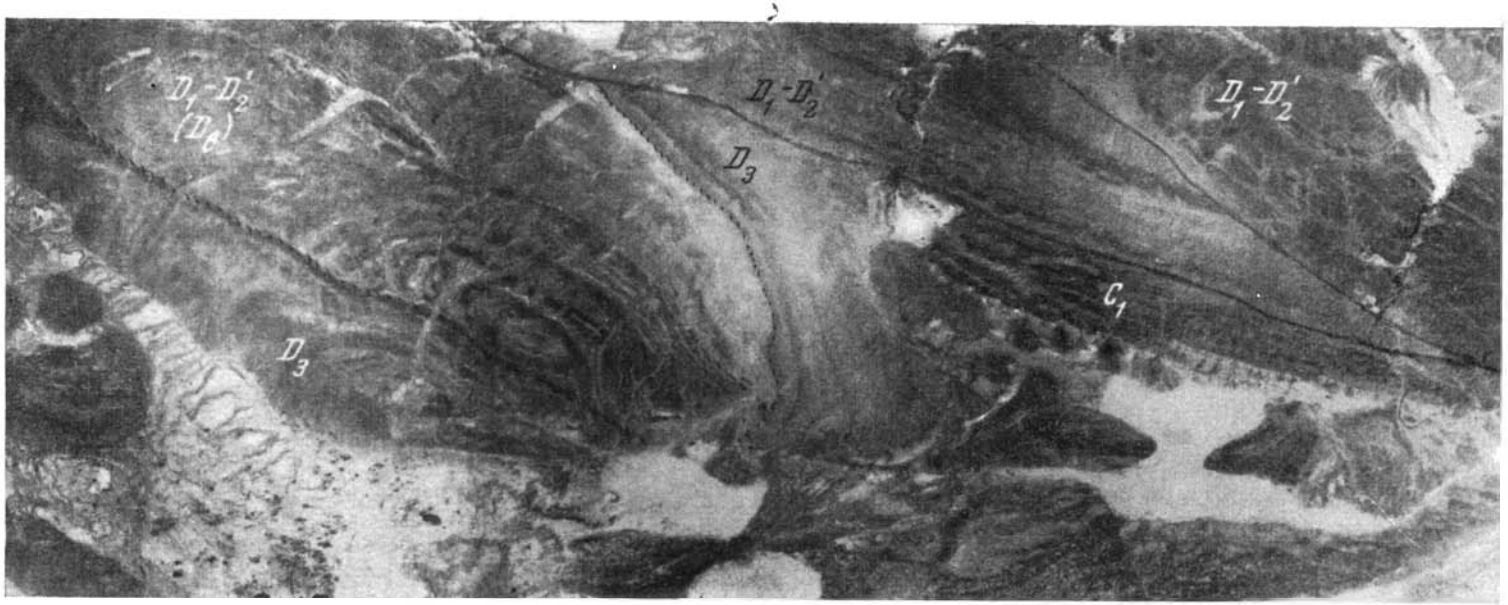


Фиг. 79. Брахиструктуры в красноцветах девона. Лог Каратал

цитов, порфиритов, метаморфических сланцев. Цемент их глинисто-карбонатный или глинисто-железистый. Среди песчаников встречаются туфогенные разности, иногда с пепловой структурой, содержащие обломки пирокластического происхождения.

Выше образований сугандинской свиты в районе лога Каратал располагается следующая толща красноцветных пород, отнесенная нами к верхнему отделу девона. Такое возрастное положение ее определяется, с одной стороны, резко несогласным залеганием на нижележащих толщах, прекрасно фиксирующимся на аэрофотоснимках и отмеченным горизонтом базальных конгломератов (фиг. 80), с другой стороны,— перекрытием ее также красноцветной толщей нижнего карбона, в основании которой располагается горизонт брекчиевидных известняков, характерных для слоев этрен. Состав верхнего девона крайне однообразен и монотонен. Образования его начинаются горизонтом базальных конгломератов, имеющих мощность около 75 м и обычно образующих в рельефе отчетливые валы, прослеживающиеся на значительные расстояния и очерчивающие широкие брахиструктуры, характерные для описываемой толщи. В гальке конгломератов встречаются все нижележащие породы района. В частности, помимо пород древних толщ, здесь много галек аркозовых песчаников, алевролитов и липаритовых порфиров сугандинской свиты. Часто встречаются также граниты, литологически схожие с гранитами Джильтавского массива, возраст которого, как это отмечено ниже, устанавливается как доверхнедевонский.

Послойных разрезов толщи, ввиду ее чрезвычайного однообразия и плохой обнаженности, нами не приводится. На рис. 80 видно, как отчетливо

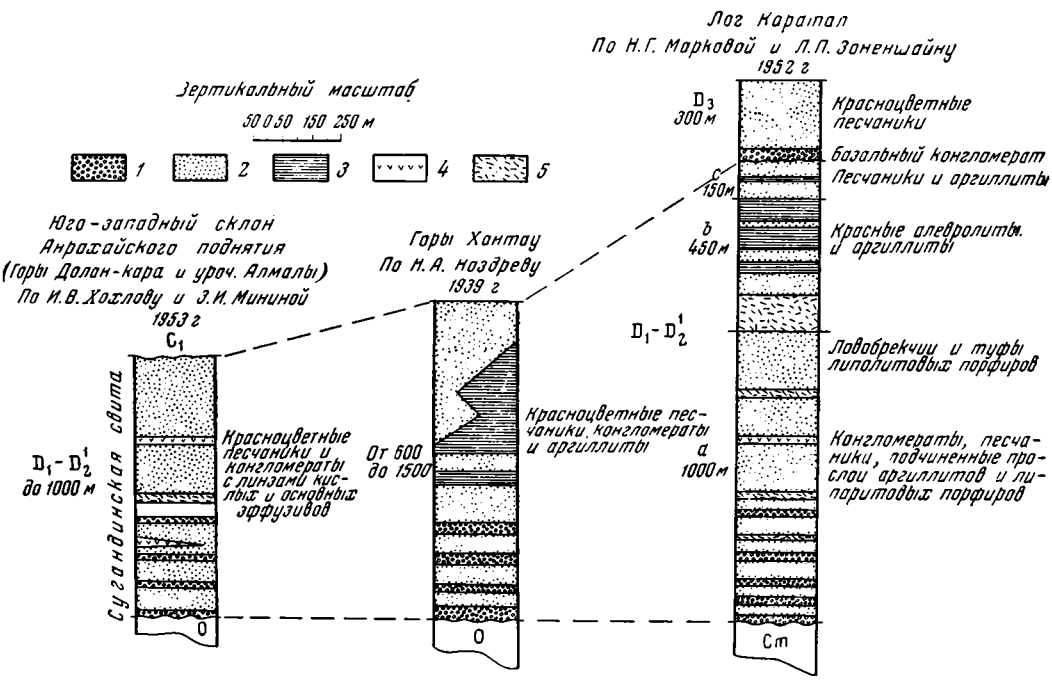


Фиг. 80. Срезание базальными конгломератами верхнего девона (D_3) образований сугандинской свиты (D_1—D_2). Лог Каратал:
1— трансгрессивный контакт; *2*—разломы

прослеживается срезание базальными конгломератами D_3 нижележащих слоев сугандинской свиты.

Мощность осадков верхнего девона, вероятно неполная, принимается нами для данного района равной 300 м.

Таким образом, кратко резюмируя все сказанное о девонских отложениях района лога Каратал, мы видим, что разрез их обнаруживает много общего с ранее рассмотренными разрезами юго-западного склона центрального грабена (фиг. 81). Развитая здесь красноцветная серия пород, сопоставляемая



Фиг. 81. Сопоставление разрезов девона юго-западного склона центрального грабена:
1 — конгломераты; *2* — песчаники и алевролиты; *3* — аргиллиты с волноприбойными знаками и трещинами усыхания; *4* — основные эффузивы и их туфы; *5* — кислые эффузивы и их туфы

нами с сугандинской свитой, может быть подразделена на три подсвиты: нижнюю — конгломерато-песчаниковую $D_{1-2}a$, с подчиненным развитием эффузивных пород преимущественно кислого состава; среднюю $D_{1-2}b$, сложенную внизу пачкой вулканогенных пород, а выше толщей весьма характерных красных алевролитов и аргиллитов; наконец, верхнюю $D_{1-2}c$, выделяющуюся менее четко и сложенную преимущественно аркозовыми песчаниками.

Выше образований сугандинской свиты, резко несогласно срезая их, располагаются породы верхнего отдела девона, также представленные красноцветными песчаниками и конгломератами и приуроченные к отдельным небольшим мульдам.

Попутно с районом лога Каратал необходимо хотя бы в нескольких словах остановиться на разрезе девонских отложений небольшой мульды, расположенной в 7 км к югу от колодца Жамбасши и одноименной структуры северного склона. Она сложена образованиями сугандинской свиты, разрез которой здесь выглядит следующим образом:

Непосредственно на ордовике, то на флишоидной свите лландейло (O_2ll_2),

то на жамбасшинской свите нижнего карадока (O_3k_1) несогласно располагается:

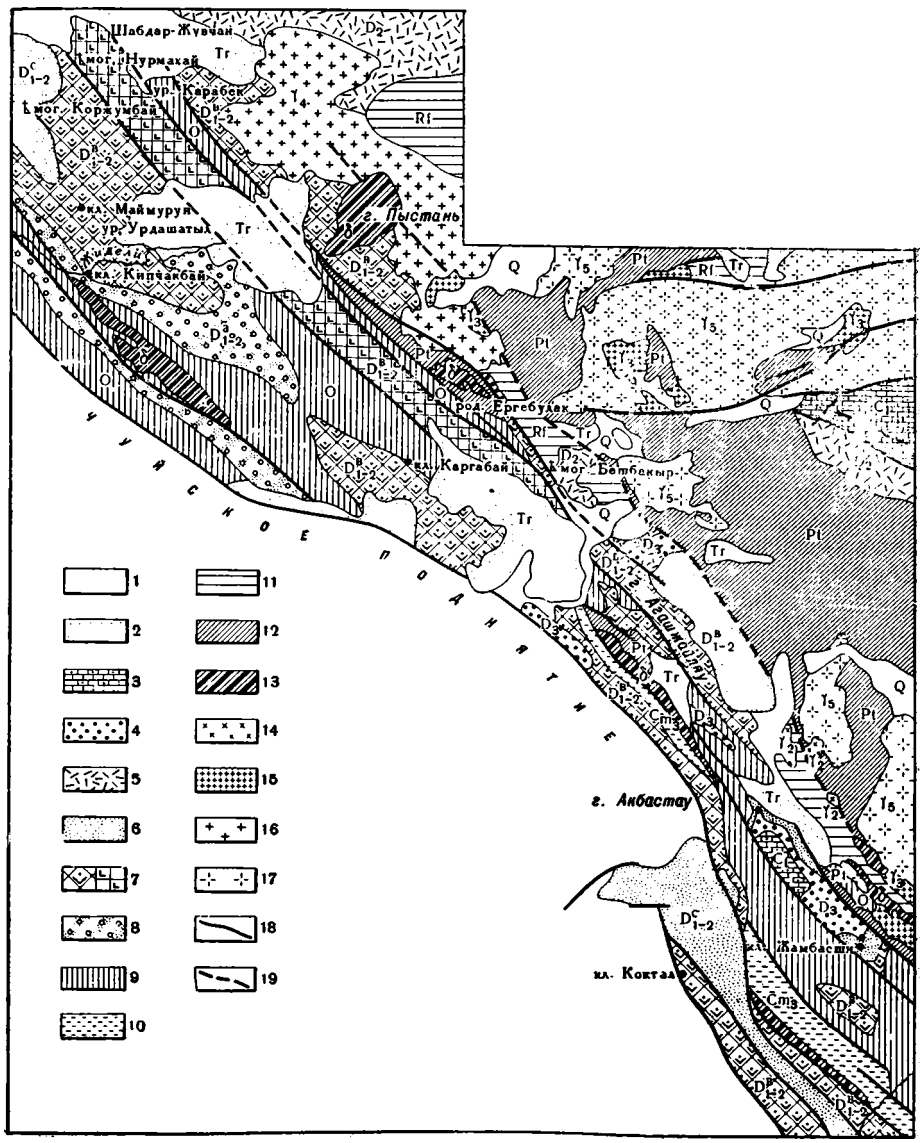
		Мощность, м
$D_{1-2}b$	I. Пачка эффузивных пород, подразделяющихся на следующие более дробные горизонты:	
»	1. Туфы порфиров темно-фиолетовые	30
»	2. Туфобрекчии порфиров с обломками фиолетового липаритового порфира и туфа подобного слою 1	75—80
»	3. Агломератные туфы порфиритов, с хорошо видимой на поверхностях выветривания обломочной структурой. Цемент зеленоватый, богатый хлоритом, обломки — гематитизированные порфиры и порфириты	50
»	4. Порфиры красные, сильно рассланцованные	50
»	5. Гряда, сложенная темными, почти черными карбонатизированными порфиритами	100
»	II. Далее обнажается существенно иная, уже осадочная, толща пород, в которой могут быть выделены:	
»	1. Пачка аркозовых песчаников, прослоями очень грубозернистых, переходящих в гравеллиты. Среди них подчиненные прослои порфиров и порфиритов	60—70
»	2. Толща красных тонкослоистых алевролитов с подчиненными прослоями зеленых кремнистых аргиллитов. На поверхностях напластования пород наблюдаются волноприбойные знаки и следы ползания червей	350

Таким образом, мы видим, что разрез сугандинской свиты в рассматриваемой структуре крайне неполон и представлен лишь средней подсвитой $D_{1-2}b$. Такая неполнота разреза является типичной для наложенных мульд. Кроме того, весьма интересно отметить то обстоятельство, что нижняя часть подсвиты $D_{1-2}b$ представлена здесь, в отличие от района лога Каратал, не только горизонтом лавобрекчий кислого состава, а достигающей значительной мощности (300 м) пачкой, состоящей из переслаивания эффузивов основного и кислого ряда. Иными словами, разрез описываемой структуры, расположенной в срединной части Джалаир-Найманского грабена, является как бы промежуточным, сочетая в себе черты, характерные для районов северо-восточного (горы Джамбул — лог Андассай — горы Байгара) и юго-западного бортов (лог Каратал) центрального грабена.

Горы Акбастау — Шабдар-Жувчан

Остановимся теперь на рассмотрении девонских отложений северо-западной окраины Джалаир-Найманского грабена, прослеживающихся от лога Каратал через горы Акбастау к колодцу Кипчакбай и горам Шабдар-Жувчан. Как это видно из прилагаемой схемы (фиг. 82), осадки девона (преимущественно нижнего отдела) распространены здесь не менее широко, однако они не образуют уже тех двух четких полос, которые были прослежены нами на значительном протяжении вдоль северо-восточного и юго-западного склонов центрального грабена. После района лога Каратал эти две полосы постепенно сближаются, почти соединяясь в районе гор Агашжайляу. Соответственно вначале сужается, а затем и выклинивается разделяющее их срединное поднятие, сложенное образованиями ордовика, кембрия и частично протерозоя. Это, в свою очередь, вызывает постепенное исчезновение того резкого фациального различия в разрезах северо-восточного и юго-западного склонов центрального грабена, которое неоднократно фиксировалось нами выше.

К сожалению, мы не располагаем собственным и достаточно детальным материалом по этой части Джалаир-Найманского грабена. Но даже из имеющихся в нашем распоряжении литературных данных, не всегда освещающих вопрос с достаточной полнотой, можно сделать вывод, что отмеченное выше явление проявляется совершенно отчетливо.



Фиг. 82. Схема геологического строения северо-западной части Джалаир-Найманского грабена. Составила Н. Г. Маркова:

1 — наносы (Q); *2* — глины, галечники (Tr); *3* — окремненные известняки, мергели, перечные песчаники (C_1); *4* — красноцветные конгломераты и песчаники (D_3); *5* — кислые эффузивы (D_2); *6* — красноцветные песчаники ($D_{1-2}c$); *7* — основные эффузивы (*а*), кислые эффузивы (*б*) ($D_{1-2}b$) *8* — красноцветные конгломераты и песчаники ($D_{1-2}a$); *9* — зеленые песчаники и сланцы, линзы известняков (O); *10* — метаморфические песчаники, кремнистые сланцы (Cm_3); *11* — яшмы, яшмокварциты, основные эффузивы (Rf); *12* — кварциты и микрокварциты (Pt); *13* — габбро и ультрабазиты (δ); *14* — гранитоиды кембрийские (γ_2); *15* — гранитоиды силурийские (γ_3); *16* — граниты девонские (γ_4); *17* — гранитоиды герцинские (γ_5); *18* — разломы; *19* — погребенные разломы

В районе к югу от гор Акбастау, представляющем собой непосредственное продолжение полосы, тянущейся от лога Қаратал, развиты те же фации красноцветных образований сугандинской свиты. Это легко можно усмотреть из материалов работавших здесь геологов (М. И. Александровой, Н. А. Афоничева, Шубиной; Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова), описавших из этого района толщу разнообразных песчаников, гравелитов, конгломерат-песчаников, алевролитов и аргиллитов красной и вишневой окраски с пачками эффузивов, имеющих состав липаритовых и дацитовых порфиров, их туфов и туфобрекчий. Отмечено, что в нижних частях разреза преобладающее значение имеют песчаники, в верхних — эффузивы, алевролиты и аргиллиты, причем последними сложена самостоятельная однообразная пачка.

Несомненно, здесь мы имеем дело с подсвитами $D_{1-2}a$ и $D_{1-2}b$ района лога Қаратал, причем наибольшее развитие имеет последняя.

Указанные образования приурочены к двум полосам северо-западного простирания, ограниченным разломами [1]. Все пространство между ними занято толщей существенно песчанистых пород, сложенной в пологие брахискладки [2]. Здесь развиты песчаники зеленовато-серого, бурого и табачного цветов, туфопесчаники, мергелистые породы и конгломерат-песчаники, в низах содержащие подчиненные прослои кислых эффузивов. Вероятно, мы имеем здесь дело с подсвитой $D_{1-2}c$, частично верхами $D_{1-2}b$. Интересно отметить появление, а местами и преобладание зеленых окрасок.

Если мы теперь передвинемся в район гор Агашжайляу и в область, лежащую за линией регионального разлома, идущего вдоль северо-восточной оконечности Чуйской глыбы, то увидим следующую картину.

В горах Агашжайляу частично на ордовике, частично на протерозое располагается содержащая подчиненные прослои песчаников толща андезитовых порфиритов с крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза и их туфов. Вверх количество песчаников резко увеличивается, однако среди них по-прежнему встречаются мощные пачки и прослои плагиоклазовых порфиритов, их туфов и кислых лав, имеющих состав альбитофиров и кварцевых порфиров. Мощность этой толщи достигает 1000 м.

Таким образом, здесь развита средняя подсвита сугандинской серии пород $D_{1-2}b$, по своему строению и обилию андезитовых порфиритов с крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза близкая к описанной нами в районе гор Байгары. Особенностью разреза в районе гор Агашжайляу является то, что верхняя часть толщи, обогащенная песчанистым материалом и содержащая прослои кислых эффузивов, обособляется здесь в самостоятельную пачку, хорошо картирующуюся и выделенную нами на прилагаемой схеме на фиг. 82.

Еще выше, на северо-восточном склоне гор Агашжайляу располагается мощная серия преимущественно песчанистых пород серо-зеленых и табачных, реже красноватых тонов, содержащая линзы и выклинивающиеся прослои конгломератов. Местами появляются тонкозернистые алевролиты, содержащие неопределимые остатки флоры и прослои светлых мергелистых и опоковидных пород. В низах толщи наблюдаются подчиненные покровы, а также силы липаритовых порфиров. Мощность описанной толщи, которую мы считаем возможным отнести к подсвите $D_{1-2}c$, свыше 1000 м. Обращает на себя внимание литологическое сходство ее с песчанистой серией пород, описанной под индексом D_{1-2} Э. К. Вильцингом и И. В. Хохловым к югу от гор Акбастау.

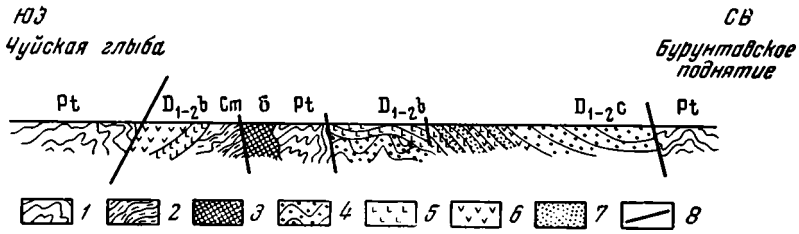
На юго-западном склоне гор Агашжайляу вслед за выходами протерозоя

[1] М. И. Александрова, а также Э. К. Вильцинг и И. В. Хохлов описали их под индексом условного силура.

[2] Свита D_{1-2}, по Э. К. Вильцингу и И. В. Хохлову.

и кембрия прослеживается широкая полоса эффузивных и туфогенных образований с преобладанием лав кислого состава. В нижней части разреза здесь в значительном количестве присутствуют андезитовые порфириты с крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, выше — серые и зеленоватые липаритовые порфиры, их туфы и агломераты. Мощность свиты достигает 600 м.

Таким образом, в районе гор Агашжайляу намечается следующая картина, схематически изображенная нами на прилагаемом профиле (фиг. 83). На северо-восточном склоне указанных возвышенностей разрез сугандинской свиты довольно обычен — характерно обилие вулканогенных пород, в частности порфиритов байгаринского типа, вверху — песчанистых осадков.



Фиг. 83. Разрез Джалаир-Найманского грабена. Горы Агашжайляу:

1 — метаморфические породы протерозоя (Pt); *2* — метаморфические песчаники и сланцы кембрия (Cm); *3* — гипербазиты (δ); *4* — песчано-конгломератовые осадки ордовика (O). Нижний — средний девон: *5* — порфириты ($D_{1-2}b$); *6* — кислые эффузивы ($D_{1-2}b$); *7* — песчаники ($D_{1-2}c$); *8* — разломы

Некоторое своеобразие этого разреза выражается в появлении внутри подсвиты $D_{1-2}b$ самостоятельной верхней пачки, отличающейся обилием песчанистого материала и прослоев кислых лав, а также в несколько отличном облике и окраске верхней подсвиты $D_{1-2}b$. Однако это не выходит за рамки обычных фациальных изменений, которые отмечались нами и ранее при прослеживании сугандинской серии пород вдоль по простиранию (см. изменение разреза при переходе от Андассайской к Байгаринской и Жамбасшинской структурам и т. д.).

Интересно другое обстоятельство, а именно — близость только что разобранного разреза к образованиям, развитым на юго-западном склоне. Действительно, появление в пределах последнего мощной серии вулканогенных пород $D_{1-2}b$ по составу и последовательности близких к наблюдавшимся на северо-восточном склоне, является несколько необычным. Если к этому мы добавим, что толща песчанистых пород $D_{1-2}c$, развитая к югу от гор Акбастау, близка по своему облику к занимающей то же положение в разрезе песчанистой толще северо-восточного склона, то разница разрезов этих двух полос действительно постепенно нивелируется, и они в значительной степени сближаются друг с другом.

Очевидно, срединное поднятие в районе гор Агашжайляу, крайне узкое и почти выклинивающееся (см. фиг. 84), перекрывалось здесь образованиями сугандинской свиты, ввиду чего разрезы ее на северо-восточном и юго-западном склонах сблизились и потеряли свою специфику.

Еще резче указанная картина может быть прослежена на крайнем западе центрального грабена, в районе так называемой Нурмахан-Маймурунской зоны. Этот район подробно описан М. И. Александровой и Б. И. Борсуком в их монографии, вышедшей в 1955 г. Развитые в нем красноцветные и вулканогенные толщи отнесены авторами частично к верхам ордовика (ашгиллию), главным же образом к силуру (готландию).

Так, под индексом ашгиллия М. И. Александрова и Б. И. Борсук

(1955) описали полосу, ограниченную разломами и протягивающуюся от гор Шабдар-Жувчан к могиле Шонтар и далее к роднику Ергебулак. Разбитые в ней андезитовые порфириты с крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, слагающие главную часть толщи и совершенно аналогичные охарактеризованным выше в районе гор Байгара, туфоагломераты, а также встречающиеся среди них в подчиненном количестве прослои кислых лав (Александрова и Борсук, 1955, стр. 114) и красноцветных песчаников и конгломератов свидетельствуют о том, что здесь мы имеем дело с образованиями, однотипными ранее рассмотренным участкам северо-восточного склона центрального грабена, т. е. подсвитой $D_{1-2}b$ сугандинской серии пород.

Юго-западнее, в районе могилы Нурмахан-Маймурун описанная толща сменяется вулканогенными образованиями уже преимущественно кислого состава — бурыми и розовато-серыми альбитофирами, липаритовыми порфирами и их туфами, среди которых наблюдаются, однако, прослои и пачки порфиритовых лав, близких по составу к развитым в полосе «ашгиллия», а также прослои песчаников и конгломератов. Указанные авторы отнесли эту толщу уже к силуру, хотя на стр. 114 ими отмечена близость литологического состава обеих толщ и наблюдающееся местами переслаивание развитых в них эффузивных пород (гряды Шобдар-Жувчан). Мы считаем возможным параллелизовать эту часть разреза, сложенную преимущественно кислыми лавами, с верхней пачкой подсвиты $D_{1-2}b$, описанной нами из района северо-восточного склона гор Агашжайляу.

Интересно отметить, что в районе могилы Коржумбай и к югу от нее, по данным М. И. Александровой и Б. И. Борсука, широко развиты красноцветные песчаники и конгломераты, отчетливо налегающие на нижележащие эффузивы и содержащие их гальку. Возможно, здесь развита подсвита $D_{1-2}c$.

В районе могилы Кипчакбай и области, расположенной к юго-востоку от нее, согласно указанию тех же авторов, широкое развитие получают красноцветные терригенные осадки, среди которых много конгломератовых накоплений с галькой пород ордовика и более древних образований. На р. Жидели среди них встречены линзы и прослои известняков с фауной плохой сохранности. Несогласное налегание красноцветов на ордовик, а также перекрытие их без видимого несогласия описанным выше эффузивным комплексом отмечены М. И. Александровой и Б. И. Борсуком (1955, стр. 119, 120 и 125). Несомненно, таким образом, что здесь развита нижняя красноцветная толща $D_{1-2}a$.

Выходы ее наблюдаются также к югу от колодца Кипчакбай, в полосе, зажатой между образованиями ордовика.

Учитывая все сказанное, нам кажется, что можно с достаточной уверенностью говорить о том, что в этом крайнем северо-западном участке Джалаир-Найманского грабена развиты три знакомые нам подсвиты сугандинской серии пород—$D_{1-2}a$, $D_{1-2}b$ и $D_{1-2}c$. На прилагаемой схеме распространение и контуры их показаны согласно материалам М. И. Александровой и Б. И. Борсука, изменены лишь индексы. Основанием для иной возрастной датировки рассматриваемых образований, с нашей точки зрения, служит значительное сходство их с ранее рассмотренными разрезами, а также описанные выше условия залегания и соотношения между собой выделяющихся внутри них литологических пачек и свит.

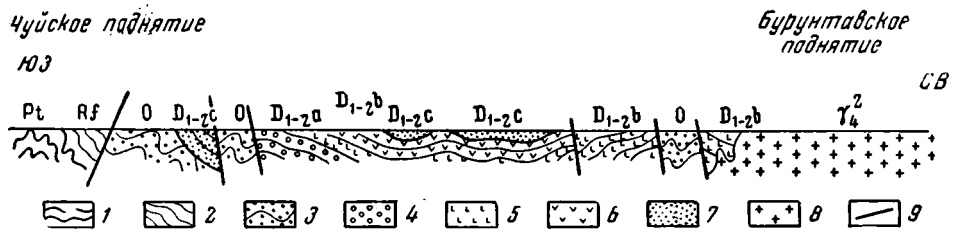
Нельзя, однако, обойти молчанием те фаунистические данные, которые послужили в свое время основанием для отнесения к силуру красноцветной части описанной толщи пород. Это, прежде всего, находки фауны граптолитов «силурийского облика» в пачке кремнистых сланцев, включенных М. И. Александровой и Б. И. Борсуком в разрез последней, во-вторых,— сборы фауны в линзах известняков в бассейне р. Жидели.

Укажем, что исследования, проведенные Б. М. Келлером в районе

могилы Кипчакбай, показали, что пачка кремнистых пород, содержащая граптолиты, не связана с перекрывающими их красноцветными образованиями и должна быть отнесена к ордовику (когашикский горизонт O_1аг.; Келлер и Лисогор, 1954).

Что касается фауны из известняков р. Жидели, то, по свидетельству самих авторов (см. стр. 119 и 125 монографии М. И. Александровой и Б. И. Борсука), некоторые из встреченных здесь форм характеризуют верхи ордовика (карадок), как, например, трилобит *Glaphurina* sp.; другие указывают на силуро-девонский возраст (брахиоподы и кораллы).

Такой смешанный облик фауны, а также плохая сохранность ископаемых заставляет крайне осторожно отнестись к этим сборам. Возможно, мы здесь имеем дело частично с известняками ордовика, обнажившимися из-под несогласно перекрывающих их красноцветных образований и ввиду плохой



Фиг. 84. Разрез Джалаир-Найманского грабена Нурмахан-Маймурунского участка:

1 — метаморфические породы протерозоя (Pt); *2* — яшмы и яшмо-кварциты рифея (Rf); *3* — песчано-конгломератовые породы ордовика (O). Нижний — средний девон: *4* — конгломерато-песчаниковая толща (D_{1-2}a); *5* — порфириты (D_{1-2}b); *6* — кислые эффузивы (D_{1-2}b); *7* — песчаники (D_{1-2}c); *8* — граниты (γ^2_4); *9* — разломы

обнаженности принятых за прослои, частично с крупными гальками известняковых пород. Последнее хорошо согласуется с тем, отмеченным М. И. Александровой и Б. И. Борсуком фактом (1955, стр. 123), что собранная ими фауна обычно имеет характер обломков. Возможно, она действительно в какой-то мере является перемытой. Во всяком случае, основывать на ней возраст окружающих красноцветных осадков без дополнительных наблюдений и проверок пока не приходится.

Если мы теперь попробуем отразить графически распространение описанной серии пород в пределах этой северо-западной части центрального грабена, то увидим следующую картину (фиг. 84). Образования девона, располагающиеся несогласно на ордовике, образуют здесь ряд крупных мульд, почти полностью перекрывающих осадки последнего, обнажающиеся лишь в отдельных, узких тектонических блоках. Таким образом, то четкое срединное поднятие, которое неоднократно фиксировалось нами юго-восточнее и которое подразделяло осадки девона на две не связанные друг с другом полосы, здесь оказывается полностью перекрытым. Это, в свою очередь, отражается на фациях сугандинской свиты, которые в этом районе оказываются едиными как для северо-восточного, так и юго-западного края структуры.

Заканчивая на этом описание девонских отложений Джалаир-Найманской части центрального грабена, можно сделать следующие выводы.

1. Широкое развитие в пределах указанной структуры имеет серия красноцветных осадков, получавшая от И. В. Хохлова наименование сугандинской свиты.

2. Возраст этой свиты устанавливается на основании находок флоры и фауны, пока весьма скудных и в пределах центрального грабена известных лишь для района Чу-Илийских гор.

3. Намечается трехчленное деление сугандинской свиты, прослеженное в ряде разрезов. Однако, учитывая пестроту состава свиты, свойственную ей быструю изменчивость на коротких расстояниях, прослеженную в ряде мест, а также значительное колебание мощностей, указанные три подсвиты следует выделять с некоторой осторожностью. Возможно, они не всегда представляют собой строго выдержанные в вертикальном направлении стратиграфические горизонты, а местами фации, замещающие друг друга по горизонтали.

4. Обращает на себя внимание пространственное распространение сугандинской свиты — ориентированность ее в виде четких узких полос вдоль краевых разломов Джалаир-Найманского грабена. В центральной части последнего выходы свиты, как правило, отсутствуют. Исключением является лишь небольшая мульда к югу от колодца Жамбасши, а также область северо-западной окраины структуры.

5. Такое распространение осадков позволяет говорить о наличии на значительной части Джалаир-Найманского грабена срединного поднятия, подразделявшего область развития девона на два не связанных друг с другом бассейна.

6. Несомненно, с существованием этого поднятия связано различие в фациях северо-восточного и юго-западного склонов Джалаир-Найманского грабена, отчетливо выступающее на прилагаемых сводных колонках (см. фиг. 75, 81). Так, на северо-востоке в разрезах сугандинской свиты значительную роль играют основные эффузивы, слагающие мощные пачки, местами достигающие 1000 и 1400 м. На юго-западе свита сплошь оказывается сложенной красноцветными осадками.

Однако в мульде, расположенной к югу от колодца Жамбасши и представляющей собой наложенную на срединное поднятие структуру, разрез сугандинской свиты, неполный и сокращенный, имеет в то же время как бы промежуточный характер, сочетая в себе черты разрезов северного и южного склонов.

Наиболее отчетливо смешанный характер разреза прослеживается в пределах северо-западной оконечности Джалаир-Найманского грабена. Это позволяет говорить о намечающемся здесь выклинивании срединного поднятия.

7. Более высокие горизонты среднего отдела девона, также представленные эффузивными образованиями, но уже кислого состава, развиты в пределах Джалаир-Найманского грабена слабо. Однако распространение их также очень типично, так как они появляются лишь в разрезах гор Койжарлыган и Хантау, т. е. близ Джильтавской глыбы, отсеченной от Джалаир-Найманского грабена линиями разломов.

8. Наконец, верхний девон имеет в пределах рассматриваемой структуры резко ограниченное развитие, приурочиваясь к отдельным, незначительным по своим размерам мульдам. Как правило, он представлен красноцветными терригенными образованиями, среди которых лишь местами появляются пачки эффузивов (район Кызылсокского прогиба).

Сарытумский грабен

В пределах этой структуры девонские образования развиты весьма ограниченно. С выходами их мы встречаемся лишь в районе оз. Алакуль и к северу от степи Жусан-Дала. В последнем из указанных пунктов, в бассейне лога Бота-Борум, а также к западу и востоку от него вскрываются образования сугандинской свиты. Так, судя по материалам И. В. Хохлова, Л. П. Зоненшайна и др., здесь развиты гравийные и грубозернистые песчаники серых и красных тонов с прослоями конгломератов и туфов порфиритов, андезитовые порфириты и их туфы темного и темно-вишневого цвета,

а также фельзит-порфиры и кварцевые порфиры, часто флюидальные, желтовато-красные и бледно-зеленые. Широко развиты также агломератные туфы кварцевых порфиров и малиново-красные туфосланцы.

Точного разреза всех этих образований, а также указаний на последовательность их залегания И. В. Хохлов, Л. П. Зоненшайн и др. не приводят. Мощность ориентировочно оценивается ими в 1500 м. Видимо, мы имеем здесь дело, главным образом, с двумя нижними подсвитами сугандинской серии пород. Во всяком случае, обращает на себя внимание обилие эффузивных накоплений, в частности, порфиритов, а также наличие здесь красноцветных терригенных пород.

В районе оз. Алакуль (к югу от него) развиты более высокие части разреза девона, индексируемые И. В. Хохловым (1960) как $D_2^2 — D_3'$ и получившие от него название карасайской свиты, залегающей здесь несогласно на ордовике. Свита эта отчетливо подразделяется на три подсвиты.

Нижняя — эффузивно туфогенная, начинается конгломератами; выше состоит из частого переслаивания кварцевых и базокварцевых порфиров, ортофиров, фельзитов и их пирокластов, красно-бурых, розовых и фиолетовых. Резко подчиненное развитие имеют прослои темно-серых и зеленоватых порфиритов. Мощность 500—700 м.

Средняя — туфогенно-осадочная подсвита сложена красноцветными песчаниками и туфопесчаниками, конгломератами, разноцветными туфами кварцевых и базокварцевых порфиров. Мощность 200—300 м.

Верхняя (подсвита кварцевых порфиров) представлена главным образом массивными туфами кварцевых порфиров бурых и коричневых тонов, с редкими прослоями порфиритов и самих кварцевых порфиров. Мощность 300—500 м.

Общая мощность карасайской свиты достигает 1500 м. Возраст ее, принимаемый И. В. Хохловым как $D_2^2 — D_3^1$, определяется тем, что она, с одной стороны, налегает на сугандинскую свиту, с другой — перекрывается осадочным комплексом пород, содержащим флору нижнего карбона.

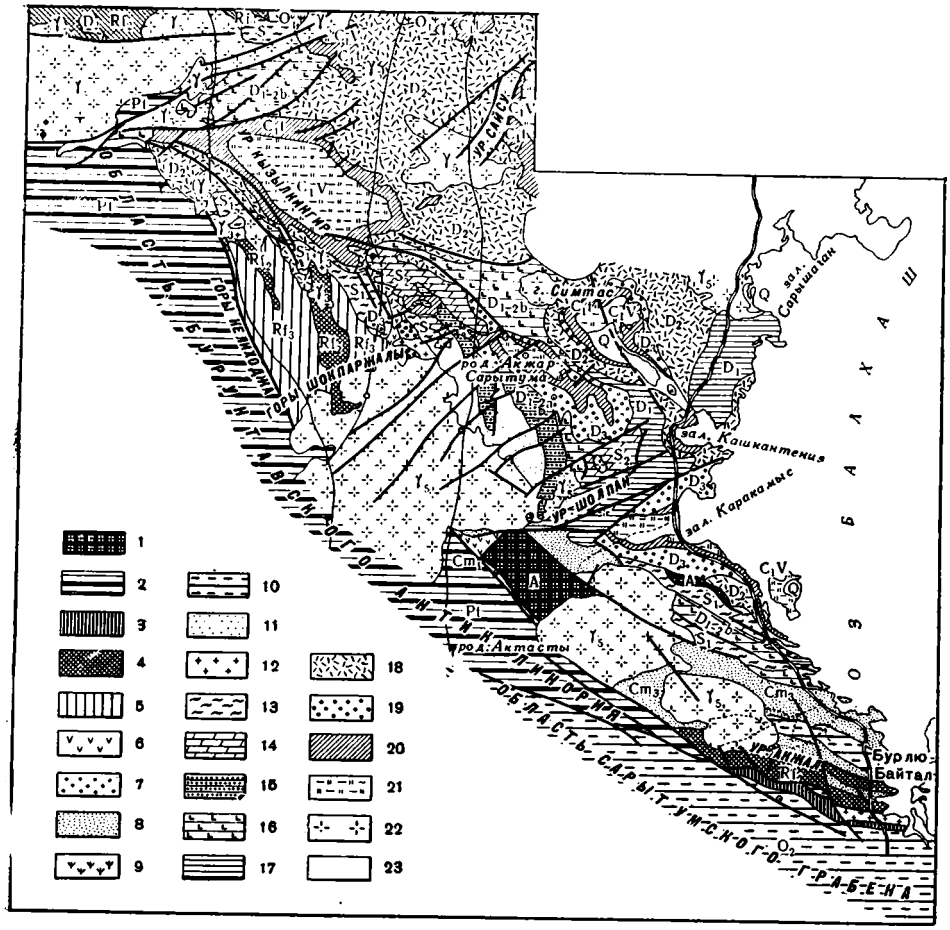
Таким образом, мы видим, что девонские образования Сарытумской зоны в нижней своей части имеют много общего с описанными нами выше для Джалаир-Найманской части центрального грабена. Более высокие горизонты разреза их, отвечающие карасайской свите, как мы увидим далее, ближе стоят к девону Прибалхашского прогиба, к описанию которого мы и переходим.

ПРИБАЛХАШСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-БАЛХАШСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОГИБА [1]

Образования девона распространены в этой структуре весьма широко, выполняя собой значительную ее часть. Так, ими выстланы обширные пространства к северу и югу от Кызылкингирской мульды, в области Акжар-Сарытумской и Кашкантенизской каменноугольных структур, а также в окрестностях залива Аккерме (см. фиг. 1 и 85). Подобно тому, как это имело место в пределах центрального грабена, девон представлен здесь серией красноцветных и вулканогенных образований, среди которых могут быть выделены все три отдела системы.

---

[1] При описании девонских отложений Западно-Балхашского геосинклинального прогиба мы отошли от принятого ранее порядка, дав характеристику Прибалхашской и Сасырлыкской частей этой структуры в разных местах главы. Это вызвано тем, что фациальный облик отложений девона Прибалхашского прогиба приближается к облику одновозрастных образований центрального грабена, после которых они нами и рассмотрены. Девонские же осадки Сасырлыкского прогиба в фациальном отношении тяготеют к девону Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, в виду чего описание их удобнее было дать после рассмотрения разрезов этой структуры.


г. Симтас
р. Акжар
Сарытума
Горы Шонпаржалы
Ур. Шонпаржалы
Ур. Сарыбулак
Ур. Кызылниязкыр
Ур. Сарыбулак
р. Актасты
Ур. Шолпан
зал. Сарышаган
зал. Кашкантениз
зал. Каракамыс
Бурлю
Байтал
Прибалхашская
Прибалхашская
Прибалхашская

Акжар-Сарытумская структура

Район родника Акжар-Сарытума известен нам по личным наблюдениям. Разрез его представляется в следующем виде.

В основании девона несогласно на образованиях верхнего ордовика и силура располагаются осадки, выделенные нами под названием шокшагайлинской свиты (D_{1-2}а). Они выполняют собой ряд узких синклинальных прогибов изменчивого простирания и нарушенных и сдвинутых серией разломов северо-восточного направления (см. фиг. 73).

Сложена шокшагайлинская свита серо-зелеными, прослоями розоватыми и красноватыми, крепкими, иногда сливными песчаниками, аркозовыми и полимиктовыми по составу. Среди них встречаются гравийные разности, а также мелкогалечные конгломераты, приуроченные к нижним горизонтам и содержащие гальки пород всех нижележащих толщ. Так, здесь можно видеть гальки темноокрашенных песчаников и кремнистых алевролитов верхнего ордовика, аркозовых песчаников, аргиллитов и известняков верхнего силура, гранитов, основных эффузивов, кварцитов, яшм, кварцевых порфиров и пр. В нижней части свиты среди песчаников наблюдаются, кроме того, прослои кремнистых сланцев, пепловых туфов и туфобрекчий кислого состава, а также прослои диабазовых порфиритов с мелкими линзами сургучных яшм. Это дает основание говорить о том, что в период отложения описываемой серии пород имели место локальные проявления вулканизма то кислого, то основного состава. Верхняя часть свиты сложена сплошной и однообразной толщей серых сливных песчаников, содержащих подчиненные прослои зеленых, местами красно-бурых, тонколистоватых аргиллитов. Видимая мощность свиты до 400 м. Приведем частные разрезы ее.

По берегам р. Шокшагайлы, километра на три выше колодца Орта-Жартас и далее вниз по течению, в борту синклинальной складки, несогласно располагающейся на породах верхнего ордовика, обнажается:

		Мощность, м
D_{1-2}а	1. Пачка, состоящая из чередования конгломератов с галькой песчаников ордовика, кварцитов, гранитов и пр., зеленовато-серых, яснослоистых песчаников от гравийных до тонкозернистых разностей и, звенящих при ударе, кремнистых сланцев . . . . . Мощности отдельных прослоев от 20, 30 и до 50 см	100
»	2. Толща песчаников зеленых (цвета хаки), с подчиненными прослоями пепловых тонкослоистых туфов липаритового порфира, обломки в котором состоят из вкрапленников кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Здесь же встречаются единичные прослои туфобрекчий, содержащих обломки кислого раскристаллизованного эффузивного материала фельзитовой и микрофельзитовой структуры, сцементированных сильно хлоритизированной туфолавой более основного состава	80
»	3. Далее следует сплошная и однообразная толща песчаников цвета хаки, крепких, местами сливных, содержащих подчиненные прослои также зеленых тонколистоватых сланцев	250

Километров на восемь севернее русла р. Шокшагайлы, в борту той же синклинальной складки разрез нижних горизонтов свиты имеет несколько иной характер. Снизу вверх прослеживаются:

		Мощность, м
D_{1-2}а	1. Песчаники светло-серые, местами принимающие окраску хаки и содержащие подчиненные прослои кремнистых сланцев	60
»	2. Песчаники серо-зеленые, крепкие, сливные	80
»	3. Диабазовые порфириты темно-зеленые, сильно кливажированные и эпидотизированные. В виде мелких линз (по 2—5 м) среди них встречаются серые и сургучно-красные яшмы	40
»	4. Однообразная толща песчаников серо-зеленых, крепких, с тонкими подчиненными прослоями зеленых листоватых сланцев	200

Таким образом, мы видим, что характер нижних горизонтов шокшагайлинской свиты действительно непостоянен и меняется от разреза к разрезу. В самых низах ее обычно находится пачка, состоящая из переслаивания серых песчаников, конгломератов и кремнистых сланцев. Выше среди песчаников появляются незначительные прослои вулканогенных пород то кислого, то основного состава, плохо выдерживающиеся по простиранию и быстро сменяющие друг друга. Лишь в самом верху разрез становится более выдержанным и состоит из однообразных терригенных осадков.

Просмотр под микроскопом пород шокшагайлинской свиты, проведенный В. В. Коптевой, позволил выделить здесь следующие петрографические группы:

Песчаники среднезернистые, иногда переходящие вгравийные разности и конгломераты. Так, основная часть обломочного материала имеет размеры от 0,18 до 1 мм, что соответствует средне- и крупнозернистым песчаникам, но отдельные зерна достигают и 2,16 мм. Форма зерен песчаников обычно угловатая, реже полуокатанная. При этом наиболее угловатую форму имеет кварц, обломки эффузивов окатаны лучше. Зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата часто сохраняют вытянутую форму.

По составу это полимиктовые песчаники с разнообразным обломочным материалом. Иногда резко превалирует материал, полученный в результате разрушения гранитных пород, и тогда песчаники могут быть названы аркозовыми. Как в тех, так и в других разностях обычно всегда в большом количестве содержатся обломки кварца, чистые или чуть трещиноватые. Иногда встречаются сростки кварца размером до 3 мм, состоящие из нескольких зерен, очевидно, представляющие собой обломки жильного кварца. Зерна плагиоклаза наблюдаются значительно реже. Чаще всего плагиоклаз бывает свежий, с тонкими четкими линиями двойников и лишь изредка наблюдается мутный серицитизированный плагиоклаз с широкими двойниковыми полосами. Калиевый полевой шпат встречается повсеместно. Обычно это чуть измененные буроватые зерна, на которых наблюдаются пертиты распада. Местами, кроме того, фиксируются обломки микроклина, а также мирмекита. В некоторых шлифах описаны мелкие осколки титанита и ильменита. Широко распространены также обломки очень мелкозернистых кремнистых пород.

В полимиктовых песчаниках, кроме осколков минералов гранитных и кремнистых пород, наблюдаются обломки эффузивов. Так, нами были встречены: 1) обломки основного эффузива, состоящего из частого переплетения плагиоклазовых микролитов, на фоне которых выступают более крупные вкрапленники; пространства между ними, часто очень мелкие, заполнены хлоритом; 2) обломки эффузива среднего состава, сложенного мелкими микролитами плагиоклаза, сцементированными полевошпатовой массой; 3) обломки кислых эффузивных пород, среди которых фиксируются, с одной стороны, обломки липаритового порфира с типичной микропойкилитовой и сферолитовой структурой основной массы, с другой,— обломки породы, по структуре напоминающие вариолит.

Песчаники, несомненно, сильно метаморфизованы. Цемент сохранился не везде и имеет различный состав: хлоритовый, серицитово-хлоритовый; местами это лишь биотитовые листочки, вероятно, возникшие в результате процессов перекристаллизации.

Новообразования в песчаниках представлены эпидотом, иногда эпидотом и сфеном, причем сфен развивается по эпидоту. Местами в пустотках образуются скопления кристаллического биотита. Иногда наблюдаются также карбонатные прожилки.

Кремнистые породы. Среди песчаников, как указывалось выше, наблюдаются прослои очень тонкозернистых плотных и крепких

кремнистых пород. Под микроскопом это плотная кварцевая порода, местами настолько тонкозернистая, что вещество кажется близким к изотропному. Тончайшие кварцевые прожилочки пересекают породу в разнообразных направлениях. В некоторых участках кремнистая масса лучше раскристаллизована, и отдельные зернышки достигают 0,02 мм.

Туфы кислого состава, встречающиеся среди песчаников, представляют собой туфы липаритового порфира. Обломки принадлежат вкрапленникам кварцита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Последний преобладает. В целом обломки составляют 25% от всей массы породы. По составу обломков туф может быть назван кристаллокластическим. Основная масса имеет характерную пепловую структуру. В нескольких мелких и прожилковидных участках наблюдаются карбонатные новообразования. Весь туф сильно окварцован.

Кроме того, иногда встречаются очень мелкозернистые кристаллокластические туфы. Они состоят из мелких остроугольных обломков кварца и плагиоклаза, сцементированных хлоритово-эпидотовой массой. Часто наблюдается мелкорассеянный рудный минерал.

Здесь же была встречена туфобрекчия, состоящая из обломков кислого раскристаллизованного эффузивного материала фельзитовой, микрофельзитовой и микропойкилитовой структуры, обломков вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата. Обломки сцементированы туфолавой более основного состава, в которой ясно выступают микролиты и вкрапленники плагиоклаза. Вся цементирующая масса сильно хлоритизирована, а плагиоклазы пелитизированы.

Диабазы обычно сильно изменены и имеют структуру двух типов. Одни из них представляют собой темно-зеленую породу с афанитовой основной массой, трещинками и пятнами эпидота. Под микроскопом наблюдается сильно метаморфизованная масса, состоящая из хлорита и измененного плагиоклаза. Плагиоклаз образует крупные вытянутые кристаллы размером от 0,54 до 1,26 мм. По ним повсеместно развиты мелкие бледно-зеленые иголочки актинолита. Остальная часть породы представляет хлоритовые образования. Это обычно более или менее вытянутые зерна, сросшиеся в пучки. Судя по интерференционной окраске, хлорит здесь представлен пеннином. Очевидно, первоначально на месте хлорита был какой-то пироксен. Диабазы второго типа отличаются от вышеохарактеризованных более мелкозернистой структурой. Порода состоит из тонких микролитов плагиоклаза, образующих канву; пространство между микролитами выполнено хлоритом. Среди выделений хлорита, аналогичного вышеописанному, много мелкорассеянного эпидота. Кроме того, эпидот выполняет мелкие прожилки, секущие породу в разных направлениях.

На образованиях шокшагайлинской свиты ($D_{1-2}a$) согласно располагаются породы симтасской свиты ($D_{1-2}b$), широко развитой к юго-востоку от колодца Орта-Жартас, а также к западу от гор Симтас, от которых она и получила свое название.

В последнем из указанных пунктов, судя по нашим наблюдениям, названная свита представлена толщей вулканогенных образований, главную роль среди которых играют зеленовато-серые андезитовые порфириты с крутыми таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза и более мелкими, мало заметными простым глазом, зернами роговой обманки и пироксена. Значительно развиты также туфы и туфоагломераты с округленными обломками тех же андезитовых порфиритов. Часто породы гематитизированы, участками эпидотизированы и имеют неравномерно-пятнистую фиолетовую и фиолетово-зеленую окраску.

В верхах толщи появляются прослои кварцево-плагиоклазовых порфиритов — темно-серых и зеленоватых пород с афанитовой основной массой, а также красно-бурых и фиолетовых плагиопорфиров, альбитофиров,

кварцевых (липаритовых) порфиров и их туфов. Кроме того, встречаются единичные прослои песчаников и туфопесчаников.

Общая мощность симтасской свиты измеряется в пределах 700—800 м. Послойных разрезов ее, к сожалению, составить не удалось, тем не менее общий облик толщи весьма специфичен и позволяет легко выделять ее при картировании.

Петрографическое изучение развитых в ней пород позволяет подразделить их на следующие группы:

Андезитовые порфириты имеют ярко выраженную порфировую структуру. Вкрапленники составляют 40—45% всей массы породы и представлены плагиоклазом, а также реликтами роговой обманки и пироксена (реже).

Плагиоклазовые вкрапленники характеризуются разнообразной величиной — от 0,9 мм до 4,5 мм, иногда от 0,36 до 0,9 мм. Они обычно сильно изменены — серицитизированы, эпидотизированы и карбонатизированы, так что двойниковое строение нечетко выступает из-под вторичных продуктов. Серицитовые чешуйки при этом сплошь усеивают кристаллы плагиоклаза; эпидот образует крупные (до 1 мм) хорошо образованные кристаллы с характерной яркой пятнистой интерференционной окраской. Иногда встречается свежий плагиоклаз, доступный определению (андезин № 33).

Роговая обманка во вкрапленниках также сильно эпидотизирована, а местами нацело опацитизирована. Пироксен полностью замещен эпидотом и узнается лишь по форме.

Распределение вкрапленников в породе неравномерное. Преобладают то плагиоклазы, то темноцветные минералы, в зависимости от чего порода может быть названа плагиоклазовым или роговообманково-плагиоклазовым, реже пироксено-плагиоклазовым порфиритом.

Вкрапленники погружены в тонкозернистую крупнокристаллическую основную массу, состоящую из очень мелких и тонких микролитов плагиоклаза с разным количеством стекла и рудного минерала.

Структура основной массы может быть названа гиалопилитовой (андезитовой), полнокристаллической. Минеральные новообразования представлены частично мелкорассеянным эпидотом, частично карбонатными образованиями и хлоритом, расположенными между плагиоклазовыми микролитами.

Туфы андезитовых порфиритов состоят из обломков лавы. Здесь наблюдаются как равномернозернистые, так и грубозернистые и агломератные разности. В обломочном материале встречаются, в основном, те же андезитовые порфириты, а также осколки плагиоклазов и роговой обманки.

Структура порфиритовых обломков обычно фельзитовая, гипокристаллическая, но встречаются также обломки с гиалопилитовой полнокристаллической массой, где промежутки между микролитами плагиоклаза заняты гематитом.

Плагиоклаз во вкрапленниках и в обломках везде чист и свеж и по химическому составу аналогичен таковому в лавах. Цементирующей массой туфов является мелкозернистый агрегат, состоящий из тех же минералов с примесью хлорита и рудного. Иногда цементирующей массы не сохраняется, так как порода бывает сильно уплотнена и окварцована, и края обломков лишь угадываются по расположению распыленного гематита.

По характеру обломков туфы чаще всего бывают смешанные: кристалловитро-литокластические.

Кварцевые порфириты. Породы с афанитовой или порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, иногда пироксеном, а также единичными оплавленными зернами кварца. Плагиоклаз обычно полностью замещен кальцитом, хлоритом, се-

рицитом и эпидотом. Лишь изредка встречаются чистые зонарные кристаллы его. Роговая обманка, как правило, сильно опацитизирована, пироксен хлоритизирован, эпидотизирован и узнается лишь по форме сечений. Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза, зерен рудного минерала, промежутки между которыми заполнены скоплениями эпидота, хлорита, кальцита и цоизита.

Альбитофиры и плагиопорфиры. Породы порфировой структуры. Вкрапленники составляют 20—30% от всей массы породы и принадлежат обычно альбиту и олигоклаз-альбиту, реликтам опацитизированной роговой обманки, а в кварцевых разностях — кварцу (5—10%), часто оплавленному и корродированному. Все это погружено в криптокристаллический агрегат кварца и полевого шпата с примесью того или иного количества серицита, хлорита, эпидота и рудных минералов. Структура основной массы чаще всего фельзитовая, реже пилотакситовая и гиалопилитовая, причем стекловатый базис ожелезнен, что обусловливает красную окраску породы.

Кварцевые или липаритовые порфиры. Породы с порфировой структурой. Вкрапленники представлены альбитом, микропорфиритом, иногда ортоклазом и кварцем. Размер вкрапленников от 0,5 до 2 мм. Основная масса кварцево-полевошпатового состава с примесью чешуек серицита, мусковита, хлоритизированного биотита и рудного минерала.

Еще выше по разрезу, в районе Акжар-Сарытумской структуры располагаются образования среднего и верхнего девона, именуемые нами в дальнейшем верхней серией. Внутри последней могут быть выделены три свиты. Нижняя из них представлена в основном кислыми эффузивными образованиями, средняя — красноцветными терригенными породами, верхняя — вновь эффузивами кислого состава.

В пределах заснятого нами участка, охватывающего лишь северо-западную часть указанного района и отображенного на схеме (см. фиг. 73), развиты только две нижние свиты. Верхняя нами не наблюдалась, но судя по данным Б. И. Борсука, С. Б. Бакирова, М. Г. Попова и В. А. Шурыгина и ряда других авторов, работавших в этом районе, она появляется в юго-восточной части Акжар-Сарытумской структуры из-под фаунистически охарактеризованных осадков нижнего карбона (см. фиг. 1). Опишем последовательно все три названные свиты.

Нижняя свита верхней серии (D_3^2), отнесенная нами условно к среднему девону, в Каргабулакском районе распространена весьма ограниченно. Она образует ряд изолированных пятен и полос, резко несогласно располагающихся на нижележащих образованиях. Лишь севернее, уже за пределами площади, изображенной на фиг. 73, в области, прилегающей к Кызылкингирской структуре, и к северо-востоку от нее эта свита получает чрезвычайно широкое развитие. Она сложена однообразной толщей кислых эффузивов красной, серой и фиолетовой окраски, представленных альбитофирами и липаритовыми порфирами, местами с характерной сферолитовой структурой, а также их туфами. Среди последних наблюдаются как пепловые, так и грубозернистые туфы, иногда прослои аркозовых песчаников.

Сколько-нибудь полного разреза этой толщи в пределах заснятого нами участка наблюдать не удалось, однако для представления об ее характере приведем неполный частный разрез, наблюдавшийся в северном крыле мульды, залегающей несогласно на порфиритах нижнего силура и расположенной в западной части описываемого участка.

Здесь, начиная от безымянного колодца, расположенного на дороге, примерно в середине расстояния между родниками Каргабулак и Тасбулак и далее на запад, по северному краю солончака нами наблюдались:

		Мощность, м
D^2_2	1. Андезитовые порфириты темно-серые, прожилками и пятнами гематитизированные, участками рассланцованные, что, вероятно, связано с близостью разлома	50
»	2. Липаритовые порфиры красно-бурые, с мелкими вкрапленниками кварца	120
»	3. Плагиопорфиры желтовато-бурые, с вкрапленниками кварца и плагиоклаза	50
»	4. Липаритовые порфиры красные, с вкрапленниками кварца и калиевого полевого шпата, чередующиеся с темно-серыми также кварцевыми липаритовыми порфирами, меняющими окраску за счет отсутствия в них гидроокислов железа. Мощность прослоев красных и серых разностей измеряется в пределах 20—30 м. Порфиры образуют ряд четких гряд, резко изгибающихся, как это хорошо видно на местности. Вначале простирание их 295°, далее близкое к широтному — 200°. Падение на юг под углом 40°	150
»	5. Пачка, состоящая из чередования красных, серых и фиолетовых липаритовых порфиров, альбитофиров и их туфов. Они образуют ряд изгибающихся гряд, заворачивающихся на юг	120
»	6. Скалистые гривки красных липаритовых порфиров. Простирание 10°. Падение на восток-юго-восток под углом 45—50°	45

Общая мощность свиты в пределах описываемого участка не превышает 500—600 м. Если же учесть обширные пространства, занятые ею северо-западнее в районе Кызылкингирской мульды, то мощность ее возрастает до 1000 м.

Изучение под микроскопом пород среднего девона позволило выделить среди них: альбитофиры, плагиопорфиры, липаритовые порфиры, туфы кварцево-плагиоклазовых и липаритовых порфиров как пепловых, так и грубозернистых и, наконец, туфы кварцево-плагиоклазовых порфиритов, встречающихся в виде единичных прослоев. Альбитофиры, плагиопорфиры и липаритовые порфиры петрографически неотличимы от описанных в предыдущей свите. Разница заключается лишь в том, что в симтасской свите они образуют подчиненные прослои незначительной мощности, здесь же — мощные покровы, являющиеся главной составной частью толщи.

Туфы кварцево-плагиоклазовых порфиров содержат как вкрапленники, так и осколки кварца и плагиоклаза, как правило, сильно серицитизированного. Кроме того, встречаются обломки порфиритов и грубозернистых агломератных туфов их, близкие по составу к описанным в симтасской свите. Все это погружено в криптозернистую основную массу, в некоторых шлифах обладающую характерной структурой пепловых туфов.

Туфы кварцевых (липаритовых) порфиров. Отличаются от предыдущих наличием калиевого полевого шпата, наблюдающегося как во вкрапленниках, так и в осколках.

Туфы кварцево-плагиоклазовых порфиритов. В обломках породы наблюдаются в основном кварц и плагиоклаз. Основная масса сильно серицитизирована, содержит много хлорита.

Средняя свита верхней серии (D^1_3), относимая нами условно уже к верхнему девону, залегает на нижележащих осадках также резко несогласно и трансгрессивно. Выходы ее известны в основании каменноугольных осадков Акжар-Сарытумской мульды и расположенной к северо-западу от нее так называемой II структуры карбона, а также в центральной части упоминавшейся выше небольшой мульды между родниками Каргабулак и Тасбулак.

Необходимо отметить, что в двух первых из указанных пунктов образования средней свиты перекрыты осадками нижнего карбона, с которыми они тесно связаны также и в структурном отношении, как бы окаймляя последние и имея с ними одинаковое простирание, резко отличное от нижележащих образований (фиг. 73).

Сложена свита толщей красноцветных терригенных осадков, среди которых значительная роль принадлежит грубовалунным конгломератам. Среди галек последних, крупных и хорошо окатанных, узнаются породы всех нижележащих толщ. Особенно много гранитов, липаритовых порфиров и других кислых эффузивов, развитых в нижележащих образованиях среднего и нижнего девона, песчаников ордовика, разнообразных пород силура. Реже встречаются гальки древних толщ, в частности, различных кварцитов и яшм, обычно имеющих меньшие размеры. Таким образом, описываемые конгломераты имеют типичный базальный облик. Вверх они постепенно сменяются толщей розовато-серых среднезернистых аркозовых песчаников, содержащих подчиненные прослои красных глинистых сланцев. Мощность толщи до 600 м.

Наилучший разрез средней свиты верхней серии наблюдался нами по берегам сухого русла Кара-Унгур, примерно начиная от места впадения в него меридиональной долины, подходящей с юга. Здесь снизу вверх стратиграфически были прослежены:

	Мощность, м
D_{1-2}а 1. Гравийные серо-зеленые песчаники шокшагайлинской свиты	150
D^1_3 2. Конгломераты красновато-розовые, крупногалечные. Галька их округлая и эллипсоидальная, хорошо окатана и достигает 15—20 см в поперечнике. Она принадлежит главным образом серым песчаникам нижележащей свиты, гранитам, жильному кварцу, кремнистым породам и яшмам	50
» 3. Аркозовые песчаники розовато-серые, гравийные, чередующиеся со среднезернистыми, лучше сортированными разностями их. По трещинам наблюдается сильная эпидотизация и гематитизация.	150
» 4. Скальные выходы крупногалечных конгломератов красновато-серых, с характерной «пуддинговой» отдельностью. Цемент песчанистый. Галька хорошо окатана и разнообразна по составу. Она принадлежит: гранитам розовым и мясо-красным, местами огнейсованным, яшмам, кварцам, основным эффузивам и главным образом липаритовым порфирам, местами обладающим характерной флюидальный текстурой	80
» 5. Пачка переслаивания среднезернистых и грубозернистых песчаников красновато-серых и зеленых тонов. Иногда встречаются подчиненные прослои конгломератов, подобных слою 4	120
» 6. Пачка пестроцветных пород, состоящая из переслаивания: серых среднезернистых песчаников, розовато-красных их разностей, переходящих в гравийные, и зеленовато-серых листоватых алевролитов и аргиллитов . .	150
» 7. Песчаники крепкие, массивные, лишенные слоистости и плитчатости, среднезернистые, красновато-розовой окраски. Местами сильно раздроблены и по трещинам эпидотизированы	30

Верхняя свита верхней серии (D^2_3), залегающая согласно на нижележащей в северо-западной части Акжар-Сарытумской структуры, отсутствует и появляется лишь у юго-восточного ее окончания, что вызвано несогласным налеганием на нее вышележащих осадков карбона. По данным С. Б. Бакирова, в низах она сложена псефитовыми и псаммитовыми туфами зеленовато-серого, коричневого и желтого цветов, с линзовидными прослоями песчаников и туфопесчаников. Выше они вытесняются однообразным комплексом красных, коричневых, желтых и серых кварцевых (липаритовых) порфиров и их туфов. Мощность свиты достигает 500 м.

Судя по петрографической характеристике пород, приведенной в работе этого автора, можно говорить о полной аналогии их состава с эффузивными образованиями, развитыми в низах верхней серии, т. е. с толщей пород, относимых нами к D_2. Таким образом, характер излияний верхней серии имеет весьма выдержанный состав. Преобладающее значение здесь принадлежит липаритовым лавам, при этом именно лавам, так как пирокластический материал имеет подчиненное значение. Этим, а также общим более кислым обликом излияний эта серия отличается от нижней, где доминирующую роль играют дацитовые лавы и их производные.

Что касается возраста двух верхних свит верхней серии рассматривае-

мого района, то мы условно относим их уже к верхнему отделу девона, учитывая то обстоятельство, что они отделены резким несогласием от нижележащих образований среднего отдела и также несогласно перекрыты фаунистически охарактеризованными осадками турне. Для более точного определения возрастного значения как этих двух свит, так и ранее охарактеризованных рассмотрим материалы по соседним участкам.

Полуостров Мын-Арал

Близкие по облику континентальные образования, имеющие примерно тот же состав и последовательность, развиты в районе Мын-Арала. Судя по данным Б. М. Келлера, И. Н. Крылова и Е. В. Негрей (1958), снизу вверх стратиграфически здесь развиты:

1. Нижнедевонские отложения, ближе не определимые, начинающиеся конгломератами с галькой разнообразных пород, в том числе акканских известняков с фауной уэнлока-лудлоу. По простиранию конгломераты замещаются толщей андезитовых порфиритов с пачками туфов и песчаников, в верхах содержащей линзы красно-коричневых порфиров. В прослое песчаников в верхней части толщи обнаружены плохой сохранности растительные отпечатки, не определимые до вида.

Мощность нижнего девона достигает 1000 м.

2. Средний девон. Толща липаритовых порфиров и альбитофиров, в верхах содержащая пачку туфопесчаников и алевролитов. В последней М. С. Быковой найден отпечаток *Gilboaphyton goldringiae* Arnold., характерный для верхов среднего девона. Общая мощность среднего девона — 1000 м.

3. Красноцветная толща алевролитов, аргиллитов и конгломератов с прослоями разнообразных туфов и единичными линзами известняков, не содержащих органических остатков. Мощность 700—800 м.

4. Толща вулканогенных пород, сложенная красными липаритовыми порфирами и их туфами, с линзами авгитовых порфиритов. Мощность 300—400 м.

Относительно возраста четвертой свиты Б. М. Келлер, И. Н. Крылов и Е. В. Негрей высказывают предположение о том, что она может быть отнесена к среднему или же верхнему девону. Третья же снизу толща пород, видимо, присоединяется ими еще к среднему отделу системы. Однако находка флоры верхов среднего девона в нижележащей вулканогенной толще, с нашей точки зрения, скорее свидетельствует о том, что этими терригенными породами начинается уже верхний отдел рассматриваемой системы.

Сравнивая разрез окрестностей Мын-Арала с разрезом, описанным нами, мы видим чрезвычайно большое их сходство как в отношении последовательности, так и состава свит. Несомненно, что наличие флоры в толще кислых эффузивов района Мын-Арала позволяет достаточно уверенно отнести к среднему девону не только эту последнюю, но также свиту аналогичных пород района Акжар-Сарытума, занимающую однотипное положение в разрезе. Две вышележащие свиты, сходные по составу, также легко могут быть параллелизованы. Принадлежность их в значительной мере уже к верхнему отделу системы кажется нам очевидной. Что касается толщи нижнего девона, развитой в районе Мын-Арала, то она несомненно идентична симтасской свите нашего разреза, о чем говорит сравнение их, основанное не только на данном выше описании, но также и на просмотре в поле, произведенном нами в том же 1955 г. Наличие в низах свиты конгломератов нижележащих пород, в том числе акканских известняков, вызвано, вероятно, несогласным налеганием ее прямо на силурийские образования, а, возможно, и тем обстоятельством, что частично сюда включены образования нижележащей шокшагайлинской свиты.

Таким образом, сопоставление приведенных разрезов дает некоторое обоснование для принятой нами возрастной индексировки свит.

Нельзя не остановиться также на сравнении разреза девона Акжар-Сарытумского района с соответствующими отложениями области, расположенной восточнее и прилегающей к заливу Кашкантениз. Строение ее известно по работе С. Г. Токмачевой, И. И. Порецкого и др. Согласно данным этих исследователей, образования девона имеют здесь следующее строение.

1. В основании разреза располагается пестрая по своему составу толща, отнесенная авторами к нижнему отделу девона на основании найденной в ней флоры. Эта толща может быть разбита на две свиты. Нижняя — конгломератовая сложена зелеными и зелено-серыми, иногда буроватыми конгломератами с разнообразной галькой, в том числе с галькой известняков с фауной уэнлок-лудлоу. Конгломераты переслаиваются с гравелитами и зелено-серыми полимиктовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками. Мощность свиты колеблется от нескольких до сотен метров. Верхняя свита — эффузивно-осадочная, согласно располагающаяся на конгломератовой, изменчива фациально. К югу от залива Кашкантениз она представлена переслаивающимися между собой песчаниками серо-зелеными, табачными и вишневыми, порфиритами, их туфами и туфами кварцевых порфиров. В песчаниках М. Н. Сенкевич нашла флору, указывающую, по ее мнению, на нижнедевонский возраст вмещающих осадков. Отсюда определены следующие формы: *Drepanophycus spinaeformis* Goepp., *Drepanophycus* (?) sp., *Dawsonites arcuatus* Halle, *Dawsonites* sp., *Zosterophyllum* (?) sp. и остатки растений из семейства Psilophytaceae.

К северу от залива Кашкантениз, по указанию С. Г. Токмачевой и И. И. Порецкого, значительное место в разрезе приобретают вулканогенные породы. Главную роль здесь играют разнообразные порфириты — пироксеновые и кварцевые, а также туфы их, обладающие зеленой и вишнево-коричневой окраской. Кроме того, встречаются прослои кислых эффузивов — сиреневых и вишневых кварцевых порфиров, альбитофиров и туфов их, иногда обладающих флюидальной текстурой. Мощность свиты около 1000 м, возможно, несколько меньше. В ней также найдены остатки растений из семейства Psilophytaceae, плауновых и другой, плохо определимой флоры.

2. Выше, в северной части района располагается однообразная толща, состоящая из чередования красных, бурых и сиреневых кварцевых порфиров и их туфов, среди которых встречаются подчиненные прослои порфиритов и туфопесчаников. Мощность толщи до 1500 м. Возраст ее эти авторы принимают как эйфельский (D_2^1) на основании того, что она залегает стратиграфически выше образований, охарактеризованных флорой нижнего отдела девона.

3. Наиболее высокое положение в разрезе, по мнению авторов, занимает свита кислых эффузивов, описанная ими под индексом D_2 — D_3 и имеющая мощность около 2500 м. Доминирующее значение в ней принадлежит кварцевым порфирам, фельзит-порфирам, альбитофирам и их туфам, в подчиненном количестве встречаются порфириты, пачки песчаников и туфопесчаников. Среди последних, по указанию авторов, найдена флора *Gilboaphyton goldringiae* Arnold., характерная для верхов живетского яруса среднего девона. Так как выше располагается еще мощная пачка пород, то в целом для всей толщи авторы принимают индекс D_2^2 — D_3.

Описываемая свита развита лишь в южной части района, подстилая собой каменноугольные образования Каракамысской мульды. Контактов ее с эффузивами северных участков, относимыми авторами к эйфелю, ими нигде не наблюдалось. Поэтому индексировка последних как D_2^1 является чисто условной, так же как и надстройка их образованиями D_2^2 — D_3 южных частей района.

Исходя из характеристики толщи кислых эффузивов $D_2^2 — D_3$, расположения районов, из которых она описана, а также мощности входящих в ее состав пород, становится очевидным, что эта толща синхронна трем верхним свитам колонки Б. М. Келлера и других авторов, описанным ими из этих же мест. Это подтверждается ссылкой С. Г. Токмачевой и И. И. Порецкого на находки здесь *Gilboaphyton goldringiae* Arnold., упоминаемой также и Б. М. Келлером. Разница заключается лишь в том, что С. Г. Токмачева и И. И. Порецкий не провели дробного подразделения толщи и она охарактеризована лишь в общем виде.

Из сказанного ясно, что при сопоставлении свиты $D_2^2 — D_3$ с эффузивными образованиями севера едва ли правильно располагать их друг над другом, скорее следует считать, что эффузивы севера входят в состав мощной толщи южных частей района, отвечая нижним ее горизонтам. В связи с этим на фиг. 86 в колонке С. Г. Токмачевой и И. И. Порецкого образования $D_2 — D_3$ нами показаны обобщенно.

Сопоставление всех трех разрезов районов родника Акжар-Сарытума, пос. Мын-Арал и залива Кашкантениз, после учета сделанных выше замечаний, как нам кажется, не встречает особых затруднений. Графически оно дано нами на фиг. 86. Укажем, что находки флоры в различных горизонтах восточных разрезов позволяют со значительной долей достоверности проводить возрастное подразделение описанной мощной толщи континентальных осадков.

Таково строение девонских образований южной части Прибалхашского прогиба.

В северной части этой структуры развита мощная и однообразная серия кислых эффузивов, относимая Э. К. Вильцингом и И. Т. Серебряковой к среднему девону, но, возможно, включающая в себя также какую-то часть верхнего отдела системы.

Если мы теперь попробуем сравнить отложения девона Прибалхашского прогиба с теми разрезами, которые были нами рассмотрены для области центрального грабена, то увидим, что в нижней части они обнаруживают большое сходство. Так, несомненно, шокшагайлинская, симтасская свиты и их аналоги в районе Мын-Арала и залива Кашкантениз должны быть параллелизованы с двумя нижними подсвитами сугандинской серии пород, которые, судя по флоре, найденной С. Г. Токмачевой и И. И. Порецким, относятся еще к нижнему отделу девона. Аналогов третьей песчаниковой подсвиты, вероятно, отвечающей уже нижней части среднего отдела, в области Прибалхашского прогиба не наблюдалось, что, возможно, стоит в связи с трансгрессивным налеганием располагающейся выше толщи кислых эффузивов.

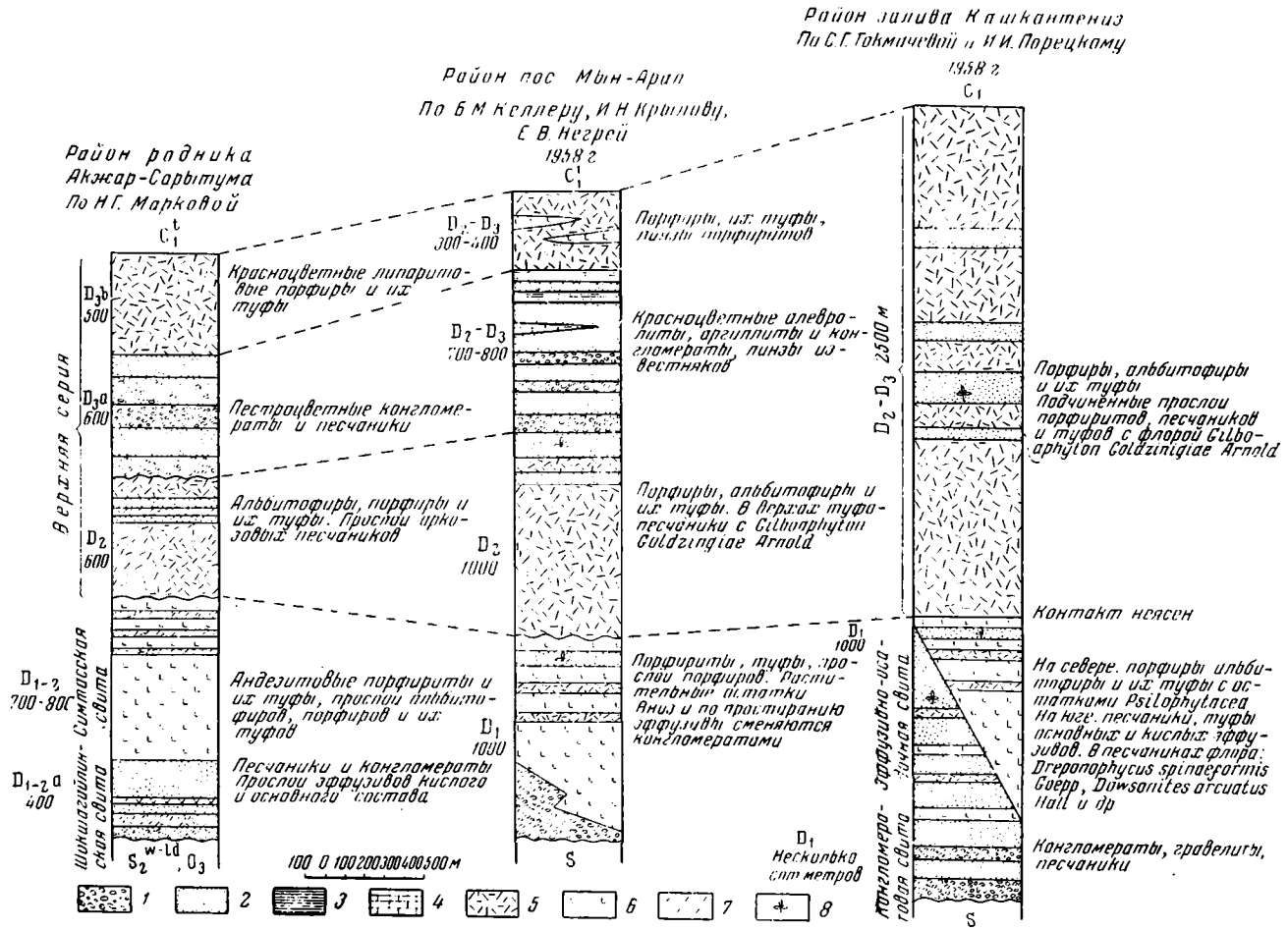
Что касается верхней серии пород, относящейся к более высоким горизонтам среднего и к верхнему девону, то, судя по характеру развитых в ней пород и их последовательности, она идентична карасайской свите И. В. Хохлова, описанной им из района оз. Алакуль (Сарытумский грабен).

Заканчивая характеристику девонских отложений южной части описываемой нами территории, остановимся в нескольких словах на разрезах их в пределах Джильтавской глыбы и Чуйского поднятия.

ДЖИЛЬТАВСКАЯ ГЛЫБА

Как это видно из прилагаемой карты, указанная структура почти полностью перекрыта эффузивными образованиями, относящимися главным образом к среднему, частично к низам верхнего отделов девона[1]. В северной

[1] Вероятно, мы здесь имеем дело с так называемой карасайской свитой $D_2^2 — D_3^1$ (Хохлов, 1960).



Фиг. 86. Сопоставление разрезов девона Прибалхашского прогиба:

1 — конгломераты; *2* — песчаники и алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — известняки; *5* — кислые эффузивы (липаритовые порфиры, альбитофиры и их туфы); *6* — андезитовые порфиры; *7* — диабазовые порфириты и их туфы; *8* — места находок флоры

части глыбы, судя по наблюдениям в районах долины Куланкетпес и к югу от уроч. Кызылкемер, эффузивная толща располагается непосредственно на породах докембрия; в южной части она несогласно перекрывает образования сугандинской свиты (район гор Куели-Каратау).

Состав и характер эффузивов, которых мы частично уже касались при рассмотрении разрезов района гор Хантау и Койжарлыган, крайне однообразен. По данным работавших здесь геологов (Е. Д. Полякова, Э. К. Вильцинг, И. В. Хохлов и др.), толща представлена красно-бурыми, кирпично-красными, розовыми и фиолетовыми кварцевыми и базокварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и ортофирами, а также их пирокластами, имеющими, впрочем, значительно меньшее развитие. В резко подчиненном количестве наблюдаются также порфириты. Эффузивы сложены в пологие брахискладки, хорошо видимые с воздуха, а также на аэрофотоснимках. Мощность толщи очень значительна и колеблется в пределах 1000—1500 м.

В юго-восточной части Джильтавской глыбы, судя по данным И. В. Хохлова, Л. П. Зоненшайна и др., среди поля гранитов Жусандалинского массива наблюдаются незначительные останцы пород сугандинской свиты, представленные кварцевыми порфирами, их туфами, туфолавами и туфоагломератами; в подчиненном количестве встречаются андезитовые порфириты. Так как никаких убедительных данных о возрасте указанных образований не приводится, то нет уверенности в действительной принадлежности их к сугандинской серии осадков. Здесь, может быть, мы имеем дело с останцами той же эффузивной толщи среднего девона, которая развита в центральной части Джильтавской глыбы.

ЧУЙСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

В пределах этой структуры образования девона развиты довольно значительно. Так, они наблюдаются вдоль северо-западной и юго-восточной окраин Чуйской глыбы, отдельными языками заходят также в область последней. Повсеместно девон залегает здесь прямо на образованиях докембрия, главным образом протерозоя и рифея, в меньшей степени архея, обнажающегося на территории Чуйского геоантиклинального поднятия лишь в виде незначительных мелких пятен.

На основании материалов ряда геологов (Н. С. Зайцев, Н. В. Покровская, М. И. Александрова, Н. А. Афоничев, Шубина, Э. К. Вильцинг, И. В. Хохлов, Б. И. Борсук) можно говорить о том, что девонские отложения представлены здесь двумя толщами: толщей кислых эффузивов красно-бурого и фиолетового цветов, сложенной кварцевыми порфирами (главным образом), фельзит-порфирами, в меньшей степени альбитофирами, а также туфами и туфобрекчиями их. В резко подчиненном количестве наблюдаются порфириты. Мощность толщи ориентировочно равна 1000 м. Возраст ее, по аналогии с ранее описанными районами, принимается нами как средний девон.

Выше резко несогласно располагается толща красноцветных терригенных пород, обычно начинающаяся крупногалечными, валунными конгломератами. Среди галек их много кварцевых порфиров нижележащей толщи, различных пород докембрия, а также гранитов и гранодиоритов, аналогичных развитым в Киинтасском и Кендерлыкском массивах Чуйской глыбы.

Вверх по разрезу конгломераты сменяются красноцветными песчаниками серо-розовых, красно-бурых и кирпично-красных тонов, обладающих четкой, иногда диагональной слоистостью. По составу это полимиктовые и аркозовые песчаники, реже встречаются кварцевые разности. Среди песчаников наблюдаются прослои аргиллитов темно-красных и вишневых

тонов, преобладающие в верхней части, а также прослои внутриформационных, мелкогалечных конгломератов.

Мощность этой чрезвычайно однообразной и монотонной толщи резко изменчива, от 600 до 1400 м, местами же (район Тасбулакской впадины) достигает 2500 м. Возраст ее определяется как верхнедевонский, на основании несогласного налегания на толщу кислых эффузивов, а на крайнем юго-востоке, близ района лога Каратал и на сугандинскую серию осадков, а также перекрытием фаунистически охарактеризованными осадками нижнего карбона.

Послойных разрезов верхнедевонских образований перечисленные выше авторы нигде не приводят, частично из-за плохой обнаженности, частично из-за крайнего однообразия их и отсутствия маркирующих горизонтов.

Рассмотрим теперь девонские отложения северной части Бет-Пак-Далы (а именно Сасырлыкского прогиба и Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия), имеющие много общего в своем строении, но уже значительно отличающиеся от одновозрастных образований рассмотренных выше южных территорий.

АТАСУ-МОИНТИНСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Девонские образования в пределах Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия распространены сравнительно широко, а главное, представлены всеми своими отделами и ярусами, охарактеризованными палеонтологически. Выходы их, как это отмечалось в гл. I, приурочены к отдельным мульдам и блокам, связанным с зонами разломов: Сарыбулак-Чажагайской, Акжал-Аксоранской, а также к стыку последней с зоной Успенских разломов.

Разработкой вопросов стратиграфии этих образований, особенно сильно продвинувшейся в последние годы, занимались: С. Е. Колотухина, А. Г. Гокоев, Н. М. Чабдаров, а также М. И. Александрова и Н. А. Пупышев, В. В. Донских, Е. Н. Сизова и Г. И. Бедров.

Акжал-Аксоранская зона разломов

В пределах этой зоны и ответвления ее, идущего на горы Кызылтас, образования девона начинаются с фаунистически охарактеризованного *жединского яруса*. Осадки последнего развиты крайне ограниченно и известны лишь в юго-западных крыльях Беркутинской и Карагизской синклинальных структур. Жединский ярус представлен здесь частично обломочными, частично известняковыми породами незначительной мощности. Е. Н. Сизова приводит следующие три весьма интересные разреза, которые мы позволим себе процитировать.

Разрез в районе гор Карагиз в пределах одноименной структуры. На известняках ордовика несогласно располагаются:

		Мощность, м
D_1^1	1. Базальные конгломераты с галькой кварцитов, порфироидов, известняков, песчаников, кварцевых порфиров, реже гранитов. По простиранию конгломераты замещаются грубозернистыми полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами, содержащими редкую и мелкую гальку эффузивных пород	7
»	2. Глинистые сланцы зеленовато-серые, сильно трещиноватые, слоистые. В верхней части их появляются прослои грубозернистых песчаников . .	0,8
»	3. Конгломераты, подобные слою 1. В верхней части размер гальки уменьшается и конгломераты переходят в гравийные песчаники	46
»	4. Переслаивание грубозернистых полимиктовых песчаников и конгломератов	34

Суммарная мощность около 90 м.

Разрез в районе уроч. Кызылагат (юго-западное крыло Беркутинской мульды).

		Мощность, м
O	1. Известняки ордовика	
D_1^1	2. Известняки светло-серые, среднезернистые, тонкослоистые, с фауной: *Leptostrophia sera* B u b l., *Spirifer* (*Delthyris*) sp., *Stropheodonta* cf. *erratica* B u b l., *Parmorthis* sp., *Pentagonocyclicus immeditatus* J e l t., *Fenestella* sp., *Semicoscinium* sp.	9
»	3. Известняки белые, окремненные, иногда слоистые, с редкими обломками криноидей	52
»	4. Кремнистые сланцы зеленоватые, плотные, неясно слоистые. В них встречена плохой сохранности фауна	69

Общая мощность разреза — 130 м.

Разрез на северо-восточном склоне гор Ортатау (Баркутинская мульда).

		Мощность, м
D_1^1	1. Известковые конгломераты, крупно- и мелкогалечные, с плохо окатанной галькой мраморизованных известняков	30
»	2. Алевролиты светло- и темно-серые, слоистые, плотные	15
»	3. Известняки светло-серые и серые, среднезернистые, с прослоями белых крупнозернистых известняков	55

Общая мощность разреза 100 м.

Сопоставление приведенных разрезов позволяет сделать вывод о значительной фациальной изменчивости образований жединского яруса, представленных в Қарагизской синклинали грубообломочными осадками, а в Беркутинской — главным образом карбонатными. Мощность их незначительна и колеблется в пределах 80—150 м.

Выше по разрезу в рассматриваемой нами зоне располагаются образования *кобленцского яруса*, развитые значительно шире осадков жединского и слагающие собой юго-западное и северо-восточное крылья Беркутинской структуры, а также юго-западный борт Қарагизской мульды. В тех случаях, когда кобленц ложится на жединские слои, между ними наблюдается постепенный переход. Однако часто отложения кобленцского яруса располагаются прямо на ордовике, кембрии, а иногда и протерозое, начинаясь тогда базальными конгломератами.

В отличие от образований жединского века мы встречаемся здесь с весьма однообразной по составу толщей пород, среди которой наиболее развиты табачно-зеленые песчаники и алевролиты, содержащие несколько конгломератовых горизонтов. Среди указанных пород впервые А. Г. Гокоев, а позже другие исследователи собрали многочисленную фауну брахиопод, кораллов, трилобитов и гастропод, среди которой следует указать: *Leptostrophia rotunda* B u b l., *Parmorthis triangularis* (Z e i l.), *Stropheodonta virgata* D r e v., *Str. patersoni* H a l l, *Chonetes sarcinulata* S c h l o t h., *Schuchertella hipponyx* S c h n u r., *Spirifer hystericus* S c h l o t h., *Pentagonocyclicus immeditatus* J e l t., *Pentagonopentagonalis subpennatus* J e l t. и др.[1]

Мощность кобленцского яруса по А. Г. Гокоеву,— 700 м, по Е. Н. Сизовой,— 330—470 м.

Эйфельский ярус развит более ограниченно и встречен лишь в северо-западной части гор Қызылтас. Он представлен также табачно-зелеными и серыми песчаниками и алевролитами, обычно более тонкозернистыми, чем в кобленцском ярусе, вверх сменяющимися совсем тонкозернистыми алевролитами и аргиллитами. Среди них встречена фауна: *Acrospirifer* aff. *co-*

[1] Полные списки см. в работе М. И. Александровой (1956) и др.

tanbulack B u b l., *Camarotoechia endlischi* M e e k, *Schizospirifer* ex gr. *praedivaricatus* B u b l., *Schizophoria magnifica* B u b l., *Proetus* aff. *latimarginatus* H. e t C l. Мощность эйфеля не превышает 300—350 м.

Что касается живетского яруса, то в связи с тем, что типичной для него фауны в описываемой зоне не найдено, взгляды различных исследователей на необходимость его выделения, а также на состав слагающих его пород резко расходятся. Одни выделяют его условно, другие объединяют с образованиями франского или эйфельского ярусов.

Так, А. Г. Гокоев к живетскому ярусу условно относит эффузивы, развитые в горах Оыран и Кызылтас. В последнем из указанных пунктов они располагаются на образованиях эйфельского яруса, а в горах Оыран зажаты между разломами, контактируя, с одной стороны,— с песчаниками кобленца, а с другой,— с гранитным массивом.

Эффузивы представлены породами кислого состава — альбитофирами и их туфами, обычно грубообломочными, агломератными, слагающими нижнюю часть толщи, и кварцевыми порфирами, тяготеющими к ее верхам. В подчиненном количестве наблюдаются порфириты, также приуроченные к нижним горизонтам свиты. Характерна сильная рассланцованность пород, подчеркнутая ориентированным расположением минералов, наличие хлоритизации и серицитизации и прочих явлений, связанных с проявлением динамометаморфизма. Мощность эффузивной толщи достигает 800—900 м.

Выше эффузивов, по мнению А. Г. Гокоева, располагается так называемая беркутинская свита[1], залегающая трансгрессивно то на эффузивах, то на более низких горизонтах девона. Она представлена чередованием красноцветных и пестроокрашенных конгломератов и песчаников. В конгломератах присутствует галька альбитофиров и кварцевых порфиров, а также лейкократовых гранитов, аналогичных развитым в Бассагинском и Атарском массивах[2]. Конгломераты слагают местами до 50% толщи.

Возраст толщи определяется находками фауны (*Spirifer seid* N a l., *Phacops* cf. *granulatus* M ü n.), указывающими, по Л. И. Каплун, на франский возраст вмещающих пород[3] и флоры (*Pteridorhachis* sp.), по мнению М. А. Сенкевич, свидетельствующей о принадлежности этих образований к верхнему отделу системы. Перекрывается беркутинская свита осадками фамена. Мощность франского яруса измеряется, по А. Г. Гокоеву, в пределах 500 м.

Иной точки зрения на характер и возраст описываемых образований придерживается Е. Н. Сизова, считающая невозможным выделение в этом районе живетского яруса и объединяющая его с образованиями беркутинской свиты. Последняя описывается ею под индексом D_2^2 — D_3 и подразделяется на две подсвиты: 1) красноцветную конгломерато-песчаниковую и 2) пестроцветную песчано-сланцевую.

В первой, согласно лежащей на эйфеле, преобладающая роль принадлежит конгломератам и плохосортированным грубозернистым полимиктовым песчаникам с хорошо выраженной косой слоистостью. Кроме того, здесь наблюдаются эффузивы, представленные главным образом порфиритами, образующими более или менее мощные тела. Местами (район р. Кара-Эспе) они даже полностью замещают собой осадочные образования. Мощность подсвиты колеблется от 300 до 600 м.

В верхней песчано-сланцевой подсвите основная роль принадлежит различно окрашенным тонкоплитчатым алевропелитам и песчаникам, пластующимся с эффузивами среднего и кислого состава (порфиритами, квар-

---

[1] Название дано С. Е. Колотухиной, впервые описавшей эту свиту в 1938 г.

[2] γ_4^2, согласно нашим данным.

[3] В настоящее время Л. И. Каплун относит эту фауну к майским слоям (устное сообщение).

цевыми порфирами и кварцевыми альбитофирами), образующими межпластовые тела, иногда значительной протяженности. Мощность подсвиты на западе (в районе р. Кара-Эспе) из-за тектонических контактов исчисляется в 225 м, на востоке в районе Бассаги — в 450 м.

Таким образом, те эффузивные накопления, которые А. Г. Гокоев относит к живетскому ярусу, Е. Н. Сизова считает межпластовыми телами. Невозможность самостоятельного выделения живетского яруса Е. Н. Сизова, вслед за С. Е. Колотухиной и другими, видит в отсутствии характерного для него комплекса ископаемых, а также в находках в нижней подсвите фауны переходного облика от D_2^2 к D_3^1 (данные Луи, Каплун и др.).

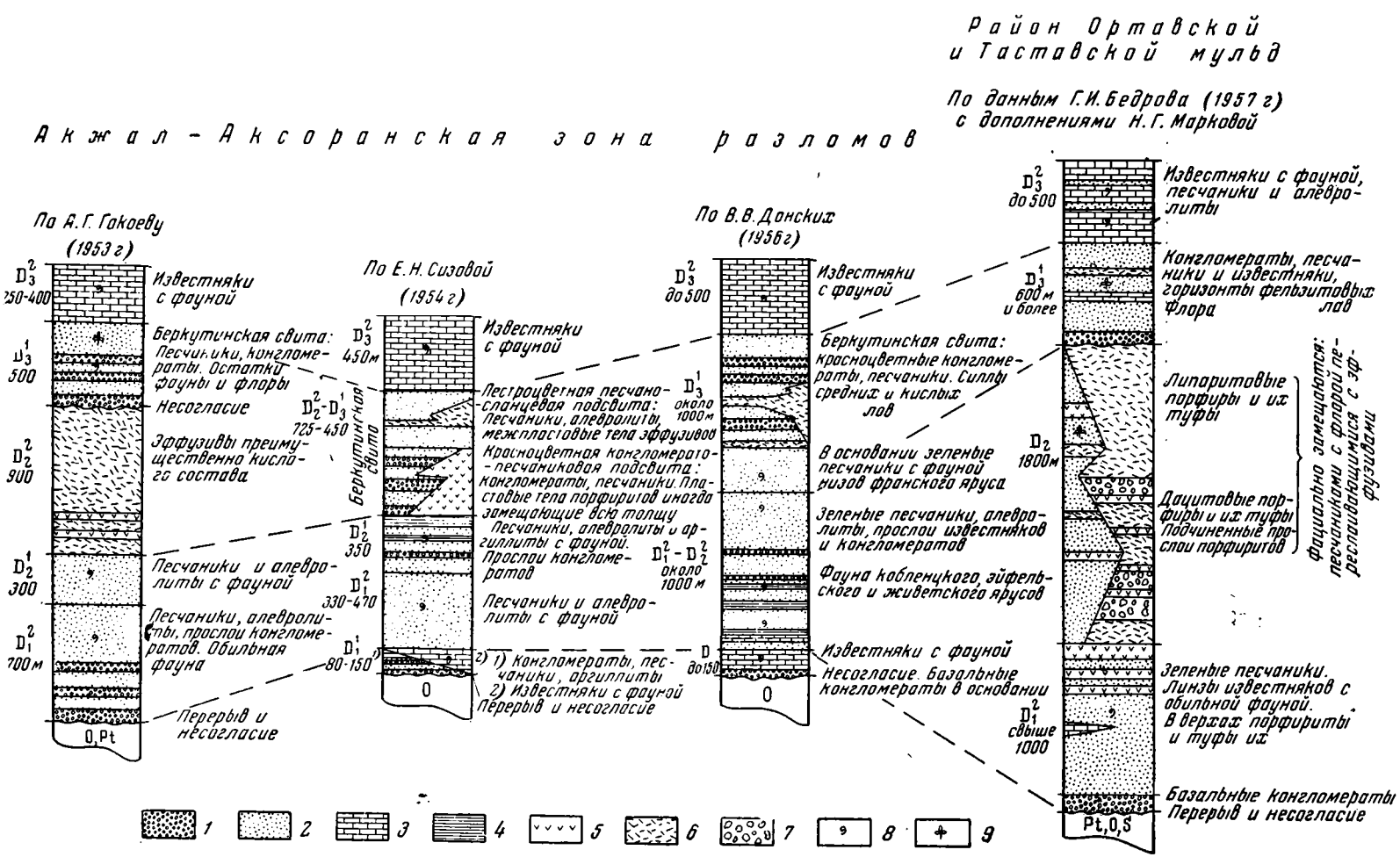
Близкие к этому взгляды высказаны М. И. Александровой и Н. А. Пупышевым в их статье (1956), касающейся вопросов стратиграфии девона и карбона южных участков Казахстана. Эти авторы не видят оснований для выделения в этих районах живетского яруса. Палеонтологически охарактеризованные осадки переходного типа (майские слои) описываются ими лишь восточнее (в районе гор Акшокы).

Выше толщ спорного возраста согласно залегают образования фаменского яруса, представленные известняками серой и желтой окраски с фауной калькаратусовых (*Cyrtospirifer calcaratus* (Sow.), *Plicatifera meisteri* (Peetz.)) и сульциферовых слоев с *Cyrtospirifer sulcifer* (H. et C l.), *Plicatifera praelongus* Sow. Мощность их достигает 300—400 м.

Нельзя хотя бы в нескольких словах не остановиться на том толковании разреза девона Акжал-Аксоранской зоны, которое дал В. В. Донских (1956). Этот исследователь, ранее придерживавшийся точки зрения А. Г. Гокоева и выделявший в 1953 г. в Бассагинском районе толщу кислых эффузивов живетского яруса (горы Оыран, западные отроги гор Шалтас и пр.), в настоящее время полностью исключает их из разреза девона и переносит в средний карбон. Основание для такого изменения возраста эффузивов он видит в находках ископаемых, характерных для живетского яруса, в некоторых пунктах Акжал-Аксоранской зоны, в толще серо-зеленых песчаников и алевролитов, ранее относимой к кобленц-эйфелю. Так как аналогичные серо-зеленые песчаники наблюдаются также в основании беркутинской свиты, где в них встречены формы, типичные для низов франского яруса, то В. В. Донских приходит к выводу о наличии в пределах Акжал-Аксоранской зоны непрерывного морского разреза девона. Непрерывность разреза и наличие морских фаций живетского яруса, по его мнению, очевидно, исключают существование в пределах среднего девона излияний эффузивов, устанавливаемое рядом исследователей, а в прошлом и им самим.

Нам кажется, что выводы В. В. Донских о наличии в некоторых пунктах Акжал-Аксоранской зоны разломов непрерывного морского разреза девона весьма интересны. Однако едва ли правильно распространять их на всю зону и полностью отрицать в пределах последней существование эффузивной фации живетского яруса, в частности, в пределах Беркутинской и Карагизской структур (горы Оыран и др.). Это тем более непонятно, что в работе 1953 г. В. В. Донских сам отметил в конгломератах франского яруса обильную гальку альбитофиров и кварцевых порфиров, макро- и микроскопически не отличимых от развитых в горах Оыран и других пунктах и, следовательно, имеющих более древний, чем франский, возраст.

С нашей точки зрения, правильнее было бы считать, что в пределах Акжал-Аксоранской зоны разломов существуют разрезы разного типа и что, следовательно, девонские отложения этой области характеризуются непостоянством фаций и быстрыми переходами эффузивных образований в осадочные. Предполагать же, что разрез одного типа характерен для всей рассматриваемой территории — едва ли будет правильно. Поэтому на прилагаемой схеме (фиг. 87) мы изобразили все изложенные выше колонки, считая их одинаково правомочными. Таков характер разреза девонских отложений Акжал-Аксоранской зоны разломов.



Фиг. 87. Сводные колонки девона Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия:

1 — конгломераты; *2* — песчаники и алевролиты; *3* —известняки ; *4* — аргиллиты; *5* — порфириты и их туфы; *6* — альбитофиры, порфиры и их туфы; *7* — агломераты дацитовых порфиров; *8* — места находок фауны; *9* — места находок флоры

Сарыбулак-Чажагайская зона разломов

Для этой структуры мы располагаем лишь данными А. Г. Гокоева и Н. А. Чабдарова, из которых видно, что образования жединского и кобленцского ярусов здесь неизвестны. Эйфельский ярус представлен в несколько иной — туфоконгломератовой фации (район гор Кара-Тюбе), причем разрез его имеет следующий вид (снизу вверх):

		Мощность, м
D_2^2	1. Туфы альбитофиров малиново-красные	45
»	2. Конгломераты коричнево-серые, с крупными гальками альбитофирового состава и редкой галькой гранитоидов и кварцитов	50
»	3. Туфы коричневые, плотные	35
»	4. Туфопесчаники коричневые, с линзами зеленовато-серых полосчатых песчаников	75

Выше согласно залегает мощная толща живетских альбитофиров и кварцевых порфиров. Образования беркутинской свиты франского яруса развиты крайне ограниченно и известны лишь в небольшом количестве пунктов в виде отдельных пятен. Наконец, к югу от гряд Кара-Тюбе обнажаются известняки с фауной фамена.

Таким образом, по А. Г. Гокоеву и Н. А. Чабдарову, разрез Сарыбулак-Чажагайской зоны близок к описанному ими в районе Акжал-Аксоранской полосы, но менее полон, а эйфельский ярус выражен здесь в иной фации.

Ортавская и Таставская мульды

Необходимо хотя бы кратко остановиться на разрезе девонских отложений в северной части Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, а именно в области Таставской и Ортавской мульд. Здесь, согласно последним данным Г. И. Бедрова и частично нашим собственным наблюдениям, разрез девонских отложений выглядит следующим образом.

На образованиях протерозоя, ордовика, а также, очевидно, силура (хотя непосредственного контакта с последним не наблюдалось ввиду задернованности) несогласно и трансгрессивно располагается толща кобленцского яруса. Она обнажается по периферии Ортавского массива, где ею сложена брахиантиклинальная структура, в значительной мере уничтоженная внедрением гранитов, а также в юго-восточном крыле Таставской мульды.

Начинаются образования кобленца обычно горизонтом весьма характерных базальных конгломератов, переполненных галькой белых кварцитов протерозоя, известняков ордовика, порфироидов кембрия, а также гранитов. Галька достигает 10—15 см величины, а иногда и больше и часто вытянута согласно рассланцованности породы. Цементом является серо-зеленый сливной песчаник.

Выше располагается мощная толща табачно-зеленых песчаников полимиктового и кварцево-полевошпатового состава и алевролитов, среди которых иногда встречаются линзы известняков. В верхних частях разреза наблюдаются прослои и пачки порфиритов, представленных пироксено-роговообманковыми и биотито-роговообманковыми разностями, а также туфами их.

Г. И. Бедров в ряде пунктов среди описанной толщи собрал обильную фауну, по мнению Л. И. Каплун, характерную для кобленцкого яруса. Из найденных здесь форм назовем: *Leptostrophia sera* Bubl., *L.* cf. *magnifica* Bubl., *Spirifer mediobalchaschensis* Bubl., *Nuclospira maillieuxi* Dalm., *Promorthis* cf. *triangulosis* (Zeil.), *Stropheodonta virgata* Dreva и др.

Мощность образований кобленца, по данным Г. И. Бедрова, очень велика и достигает 1800 и 2000 м. Однако нам кажется, что эта цифра сильно преувеличена.

Укажем также, что этот исследователь включил в разрез кобленца пачки кислых эффузивов, в частности эффузивы, развитые по левому берегу р. Жаман-Узень, в группе мелкосопочника, получившей в работе Н. А. Штрейса и С. Е. Колотухиной (1948) название «Овечьей гряды». Однако, по нашим данным, эти вулканогенные породы относятся уже к вышележащим образованиям среднего девона, где они нами и будут описаны. Соответственно мощность кобленца должна быть уменьшена до 1000—1100 м.

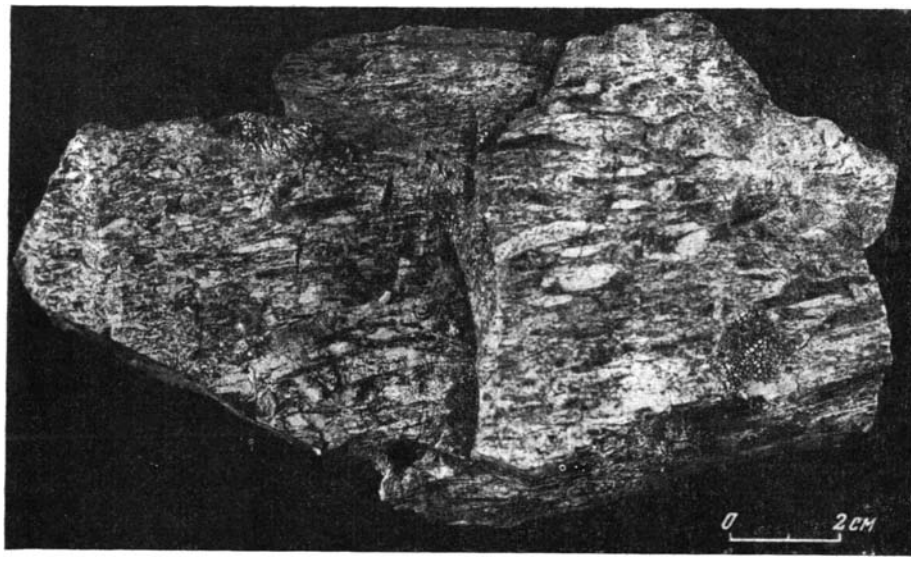
Породы среднего девона распространены очень широко, выполняя собой значительную часть Ортавской и Таставской структур. Наибольшая роль среди образований этого возраста принадлежит кислым эффузивам и их туфам, в меньшей степени основным лавам и их производным, приуроченным обычно к нижним частям разреза. Однако некоторое значение имеют здесь также осадочные породы — песчаники, алевролиты и конгломераты. При этом одни разрезы представлены сплошь эффузивной серией пород, в других — лавы и туфы чередуются с терригенными образованиями.

Примером сплошь эффузивного разреза является разрез «Овечьей гряды» и гор Тастау. В первом из указанных пунктов снизу вверх стратиграфически нами были прослежены:

		Мощность, м
D_2	1. Дацитовые порфиры темно-серые, зеленоватые, с мелкозернистой основной массой и вкрапленниками плагиоклаза и кварца	80
»	2. Туфы сильно рассланцованные, местами обохренные, с мелкими обломками дацитового порфира	70
»	3. Дацитовые порфиры темно-серые, зеленоватые, подобные слою 1	100
»	4. Пироксеновые порфириты темно-зеленые, местами имеющие мандельштейновую структуру	60
»	5. Туфы дацитовых порфиров серые и зеленоватые, участками рассланцованные вплоть до сланцев. На выветрелых поверхностях их хорошо видна обломочная структура. Обломки обычно ориентированы согласно сланцеватости (фиг. 88)	75
»	6. Прослой порфирита черного, плотного, сильно метаморфизованного, с сохранившимися лишь местами реликтами первичной породы	30
»	7. Туфы дацитового порфира грубообломочные, подобные слою 5	25
»	8. Порфириты, подобные слою 6	20
»	9. Грубообломочные туфы дацитового порфира	100
»	10. Перерыв	60
»	11. Туфы дацитовых порфиров агломератные, с крупными угловатыми обломками	100
»	12. Туфы пироксено-плагиоклазового порфирита темно-зеленые, местами окварцованные	80
»	13. Туфы дацитовых порфиров агломератные	150
»	14. Порфириты черные, плотные, сильно метаморфизованные, подобные слою 6	50

После небольшого перерыва, занятого конусами выноса, в высокой скалистой, хорошо обнаженной гряде мелкосопочника разрез продолжается дальше.

		Мощность, м
D_2	15. Дацитовые порфиры темно-серые, с отчетливой сферолитовой структурой (фиг. 89). При выветривании порода рассыпается на мелкие шарики (0,5—1 мм диаметром), которыми усыпаны склоны сопки	150
»	16. Туфы дацитового порфира серые и зеленоватые, агломератовые, содержащие угловатые обломки до 5—8 см величиной, прекрасно видимые на выветрелой поверхности и принадлежащие как дацитовым порфирам, так и порфиритам	250



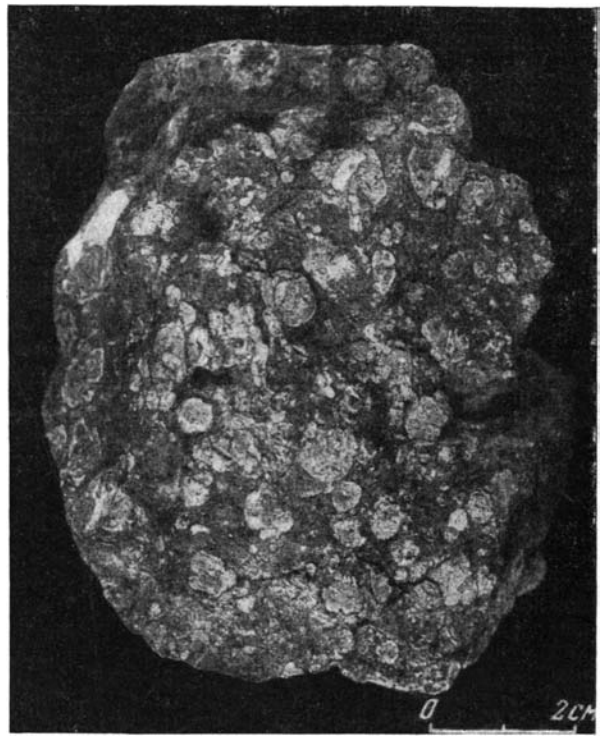
Фиг. 88. Рассланцованный туф дацитового порфира. (D_2). «Овечья гряда»

		Мощность, м
D_2	17. Порфириты, представленные двумя разностями. Местами это дацитовые порфиры с четкой сферолитовой структурой, аналогичной описанной выше, местами кварцевые порфиры с вкрапленниками, представленные кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом	100
»	18. Кварцевые порфиры с подчиненными прослоями туфов и агломератов, подобных вышеописанным	250

Из приведенного разреза видно, что в описываемой толще пород могут быть выделены две части. Нижняя (слои 1—14) сложена серо-зелеными дацитовыми порфирами, их туфами и редкими подчиненными прослоями порфиритов и туфов их. В верхней (слои 15—18) прослои порфиритов отсутствуют, и она полностью представлена кислыми эффузивами — порфирами, их туфами и агломератами, в обломках которых присутствуют породы нижней части толщи. Порфировые лавы представлены здесь уже не только дацитовыми разностями, но и обычными кварцевыми или липаритовыми порфирами с вкрапленниками пород и калиевого полевого шпата. Очень характерно наличие порфиров со сферолитовой структурой. Мощность нижней части около 1000 м, верхней — 750—800 м.

Близкий к описанному разрез эффузивной толщи среднего девона может наблюдаться также в хорошо обнаженных скалистых сопках гор Тастау. Нижняя часть свиты, в которой значительную роль играют порфириты, вскрыта в восточных предгорьях этих возвышенностей, в ядре меридионально вытянутой антиклинальной складки, осложненной разломом и прорванной рядом малых интрузий. Описываемая пачка очень близка к аналогичным горизонтам приведенного выше разреза, так что мы позволим себе не останавливаться более подробно на ее описании. Верхняя же часть свиты, также идентичная верхней половине разреза «Овечьей гряды», имеет более свежий облик, особенно в возвышенной части гор Тастау, более удаленной от линии разлома. Здесь зачастую встречаются кварцевые (липаритовые) порфиры с хорошо сохранившейся стекловатой основной массой. Конкретный разрез этой верхней части толщи, прослеженный нами в западном крыле антиклинали, выглядит следующим образом (снизу вверх):

. . . . . .



Фиг. 89. Дацитовый порфир со сферолитовой структурой (D_2). «Овечья гряда»

		Мощность, м
D_2	1. Гривки листоватых серицитовых сланцев, фиксирующих линию разлома и местами сохраняющих структуру эффузивных пород	50
»	2. Дацитовые порфиры желтозато-бурые, с вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Породы сильно серицитизированы, кливажированы и обохрены	100
»	3. Туфы дацитовых порфиров серо-зеленые, с мелкими обломками, особенно отчетливо выступающими на выветрелых поверхностях	100
»	4. Кварцевые порфиры темно-серые и серо-фиолетовые, сравнительно свежие, со стекловатой основной массой	120
»	5. Туфы порфиров агломератные, с подчиненными прослоями (мощностью по 2—3 м) самих порфиров. Среди обломочного материала туфов встречаются порфириты и порфиры как дацитового, так и липаритового состава	120
»	6. Прослой порфиров серых с фиолетовым оттенком, с вкрапленниками калиевого полевого шпата	75
»	7. Туфы кварцевых порфиров, подобные слою 5	60
»	8. Толща темно-серых, местами почти черных порфиров и брекчий их с характерной стекловатой основной массой, прорванной более поздними порциями той же лавы. В целом выходы толщи имеют довольно свежий вид и лишь разбиты кливажем на неправильные угловатые глыбы . . .	400

Итак, как это видно из приведенных разрезов, описываемая вулканогенная толща, мощность которой достигает 1800 м, обладает следующими особенностями строения: 1) двухчленным делением, отчетливо прослеживающимся в ряде разрезов; 2) интенсивно проявившимся на отдельных участках дислокационным метаморфизмом, влекущим за собой сильную рассланцованность пород и появление в них ориентированных структур. Последнее

обстоятельство заставило в свое время С. Е. Колотухину выделить описанные эффузивы под именем «свиты рассланцованных порфиров» (Колотухина, 1948). Проявление метаморфизма, однако, не всегда равномерно, так что наряду с интенсивно рассланцованными разностями здесь встречаются и сравнительно свежие породы. Часто в отдельных обнажениях удается проследить целую гамму различно рассланцованных пород, связанных друг с другом постепенными переходами. В иных случаях, наоборот, обширные участки оказываются сложенными или только массивными, или только рассланцованными разностями. Такие участки выглядят резко различно и, на первый взгляд, трудно сопоставимы.

Разрез среднего девона, характеризующийся значительным развитием туфогенных и осадочных пород, известен в районе Ортавской мульды. Он подробно описан Г. И. Бедровым, который собрал здесь обильную флору. Позволим себе заимствовать описание разреза из работы указанного исследователя.

На порфиритовых горизонтах кобленца согласно располагается:

		Мощность, м
D_2	1. Толща песчаников мелкозернистых, серых, темно-серых, лиловых и зеленоватых	470
»	2. Кварцевые песчаники серые, крупнозернистые	30
»	3. Туфопесчаники лиловые	40
»	4. Переслаивание туфоагломератов с лиловыми порфиритами	60
»	5. Порфиры лиловые и темно-серые, с прослоями туфов	530
»	6. Песчаники лиловые, мелкозернистые	20
»	7. Порфиры грязно-зеленые и зеленовато-серые	120
»	8. Порфириты грязно-зеленые и зеленовато-серые	220
»	9. Туфы порфиритов темно-зеленые	30
»	10. Туфопесчаники лилово-серые	20
»	11. Порфириты темно-зеленые	20
»	12. Фельзитовые лавы буровато- и зеленовато-серой окраски	70
»	13. Переслаивание зеленых известковистых песчаников и туфопесчаников	50
»	14. Пачка чередующихся зелено-серых, лиловых и лилово-серых порфиритов и их туфов	360
»	15. Туфопесчаники бурые и грязно-зеленые, разнозернистые, с остатками растений из семейства Psilophytaceae	60
»	16. Кварцевые порфиры грязно-зеленые, участками буроватые	220
»	17. Туфы кварцевых порфиритов буро-серые	70
»	18. Песчаники лиловые, лиловато-серые и зеленовато-серые, с остатками флоры живетского яруса (*Lepidodendropsis kazachstanica* sp. nov.) [1] и отпечатки побегов из сем. Psilophytaceae	30

Суммарная мощность разреза 2500 м [2].

Наличие флоры в разрезах этого типа позволяет сравнительно точно определить возраст входящих в их состав пород. Что касается разрезов, сплошь сложенных эффузивными образованиями, то здесь помогает стратиграфическое положение последних между фаунистически охарактеризованными породами кобленца и толщей с флорой франского яруса. Все это позволяет с достаточной определенностью говорить о том, что формирование описанной, сильно изменчивой фациально, серии пород протекало в эйфельское и живетское время.

Выше образований среднего девона располагаются образования франского яруса, наиболее широко развитые в Ортавской мульде, откуда они в свое время были описаны Н. А. Штрейс и С. Е. Колотухиной (1948). Г. И. Бедров в 1957 г. собрал среди развитых здесь пород обильную флору, определенную М. А. Сенкевич. Из последней укажем *Bothrodendron* (*Cyclostigma*) *wilkianum* (Heer) Nath., *Bothrodendron* cf. *kiltornense* Haught,

[1] Определение флоры дано М. А. Сенкевич.
[2] Вероятно, мощность несколько завышена.

Lepidodendron cf. *chingizica* Senkevitch., *Lepidodendron* cf. *rhodeanum* Sternb., *Bothrodendron* (*Cyclostigma*) *kiltorkense* Haught.

Литологически франский ярус представлен плохо сортированными конгломератами, располагающимися в низах разреза и содержащими гальки всех нижележащих пород, выше песчаниками, туфопесчаниками, известковыми песчаниками и известняками. В некоторых разрезах встречаются также горизонты фельзитовых лав. В целом толща сильно изменчива как фациально, так и по мощности. Иногда она не превышает 15—20 м, иногда достигает 500 и даже 1000 м.

Выше образований франского яруса согласно с ними располагаются осадки фаменского века, выполняющие вместе с нижним карбоном центральные части Ортавской и Тастявской мульд. Согласно описаниям, данным Н. А. Штрейс и С. Е. Колотухиной (1948), а позже Г. И. Бедровым, видно, что в составе их участвуют главным образом известняки, в меньшей степени мергели, песчаники и алевролиты. В известняках содержится богатая фауна сульциферовых и калькаратусовых слоев. Мощность фаменских отложений достигает 500 м.

Таков разрез девона северной части Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия. Если мы сравним его с приведенными выше (см. фиг. 87) разрезами Акжал-Аксоранской зоны, то увидим, что он отличается от них, во-первых, отсутствием отложений жединского яруса, во-вторых, наличием мощной толщи вулканогенных пород, слагающей значительную часть эйфельского и живетского ярусов. Верхние части колонок, отвечающие франскому и фаменскому ярусам, близки и почти однотипны.

САСЫРЛЫКСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНОБАЛХАШСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОГИБА

Девонские отложения в пределах Сасырлыкского прогиба распространены очень широко, слагая собой основную часть структуры и лишь местами перекрываясь осадками карбона, приуроченными к отдельным изолированным друг от друга мульдам.

Девон изучался здесь рядом авторов, среди которых необходимо указать М. И. Александрову и Б. И. Борсука, Е. А. Соколову, а также А. Е. Михайлова, И. Б. Филиппову, М. Н. Щербакову и др. Автору настоящих строк также привелось работать в юго-восточной части описываемой структуры в районе гор Сасырлык, Караоба и пр.

Джаильминская мульда

Согласно данным Е. А. Соколовой, проводившей детальные работы в области Джаильминской структуры, разрез образований этого возраста выглядит здесь следующим образом.

В основании располагается толща вулканогенных пород, достигающая мощности 800—1200 м, подразделяемая автором на две свиты. Нижняя, условно относимая к D_{1-2}, именуется свитой альбитофиров и их туфов. Верхняя, названная свитой кварцевых порфиров, помещается уже полностью в средний отдел системы. Подробного описания свит Е. А. Соколова не дает, так как основное внимание при проводимых ею тематических работах было уделено более высоким горизонтам девона. Однако мы можем дополнить это описание собственными наблюдениями.

Нижняя из названных свит сложена обычно серыми и зеленоватыми альбитофирами и дацитовыми порфирами, а также их туфами, туфолавами и агломератами. Последние имеют преобладающее значение и состоят из крупных угловатых обломков как дацитовых порфиров, так и андезитовых порфиритов, образующих среди них подчиненные прослои.

Породы местами сильно рассланцованы и характеризуются наличием ориентированных структур. Местами они имеют свежий облик, сохраняя стекловатую основную массу. При этом часто удается наблюдать постепенные переходы между этими крайними разновидностями. Мощность свиты достигает 800 м.

Верхняя свита представлена однообразными красными и малиновыми, иногда светло-серыми и фиолетовыми липаритовыми порфирами. Преобладающее значение здесь имеют лавы, туфы развиты в подчиненном количестве. Мощность верхней свиты достигает приблизительно 600 м.

Выше, местами согласно, местами с размывом, располагается пестроцветная свита франского яруса, представленная преимущественно терригенными образованиями — конгломератами, песчаниками, алевролитами, наряду с которыми встречаются также туфы и лавы альбитофирового, порфирового и порфиритового состава. Все указанные литологические разности переслаиваются между собой, а иногда замещают друг друга также по горизонтали, ввиду чего характер описываемой свиты меняется на коротких расстояниях. Особенно сильно варьируют от разреза к разрезу соотношения осадочных и вулканогенных пород. Мощность франского яруса колеблется от 0 до 500—800 м. Возраст его доказывается флорой, собранной Е. А. Соколовой в ряде пунктов.

Венчается разрез девона в области Джаильминской структуры осадками фаменского яруса, также характеризующимися непостоянством состава и мощности. Е. А. Соколова описала три типа разрезов, свойственные образованиям этого возраста.

Отложения первого типа, развитые в западной части Джаильминской мульды, представлены однородными массивными рифогенными известняками, лишенными примеси обломочного материала и содержащими обильную фауну брахиопод, кораллов и криноидей, характерную для сульциферовых слоев верхнего девона. Мощность их достигает 400—500 м.

Отложения второго типа, приуроченные к восточной части Джаильминской мульды, а также в области близ расположенной Жиландинской структуры, характеризуются наличием наряду с известняками также и доломитов. Карбонатные осадки переслаиваются здесь с разнозернистыми, плохо сортированными песчаниками, а часто и сами содержат примесь обломочного материала. Комплекс найденной в них фауны однотипен с отложениями первого типа. Мощность также колеблется в пределах 400—500 м.

Наконец, третий тип разреза, уже значительно отличающийся от двух предыдущих, но имеющий локальное распространение (район Караджальского месторождения), представлен осадками кремнисто-глинисто-карбонатного состава, обогащенными примесью органического вещества (углистые известняки, кремнисто-глинистые известняки, кремнистые яшмовидные породы и пр.). Кроме того, в верхах разреза здесь наблюдаются прослои основных эффузивных пород состава спиллитов, местами сохранившие реликты миндалекаменной структуры, а также туфы и агломераты их. Здесь же встречены горизонты железо-марганцевых руд. Фауна, встречающаяся в отложениях этого типа крайне редко, представлена пелециподами и гониатитами, а также остракодами и радиоляриями. Мощность описанных образований не превышает 200—250 м.

Выше располагаются осадки карбона.

Северная часть Сасырлыкского прогиба

Наиболее новый материал для **северной** части описываемой структуры мы находим в работах А. Е. Михайлова, И. Б. Филипповой, М. Н. Щербаковой и др. Согласно этим данным, разрез девона выглядит здесь следующим образом.

Внизу также располагается серия вулканогенных пород, относимая авторами условно к нижнему и среднему отделам системы и подразделяемая ими на две свиты: мунглинскую и огузставскую.

Первая из них имеет ограниченное развитие, наблюдаясь лишь на незначительных отрезках в районе гор Мунглу и Кара-Тюбе. Она сложена различными порфиритами, обычно сильно гематитизированными и поэтому имеющими буровато-лиловую окраску. В нижней части свиты, мощностью около 800 м, преобладают плагиоклазовые, пироксено-плагиоклазовые, а также диабазовые порфириты, среди которых наблюдаются редкие горизонты лавобрекчий.

Верхняя часть свиты сложена преимущественно роговообманковыми и дацитовыми порфиритами с редкими и маломощными горизонтами туфов. Мощность ее до 1500 м. Таким образом, общая мощность мунглинской свиты превышает 2000 м.

Выше несогласно залегает следующая, огузставская свита, распространенная весьма широко и представленная уже породами преимущественно кислого состава. Она, в свою очередь, может быть подразделена на две толщи. Нижняя, туфогенная, сложена обычно грязно-серыми кристаллокластическими туфами дацито-липаритового состава. В нижних частях ее преобладают грубообломочные разности — агломераты и туфобрекчии; вверх по разрезу материал постепенно становится более тонкозернистым, появляются пепловые туфы. Мощность толщи 1000 и более метров. Верхняя толща, описанная авторами под именем вулканогенной, тесно связана с нижележащей, и граница между ними проводится в значительной мере условно. Эта толща отличается пестротой и изменчивостью состава на коротких расстояниях с быстрым выклиниванием и замещением одних разностей пород другими. Тем не менее, можно говорить о том, что внизу преобладает туфогенный материал — лито- и витрокластические туфы липаритового состава, вверху — сами лавы (липаритовые порфиры, афировые фельзит-порфиры и сферолитовые лавы). Мощность толщи достигает 900 м.

Выше описанного вулканогенного комплекса несогласно располагается красноцветная вулканогенно-осадочная серия пород, названная авторами жаксыконской. Распространена она значительно менее широко и слагает собой крылья наблюдающихся здесь мульд — Джаильминской, Жиландинской, Коктасской и Мийкайнарской. Жаксыконская серия разделена авторами на две толщи.

Нижняя, вулканогенная имеет очень пестрый состав и состоит из непрерывно чередующихся и замещающих друг друга порфиритов, их туфов и лавобрекчий, туфов кислого состава, прослоев альбитофиров, кварцевых порфиров и маломощных пачек красноцветных обломочных пород. Местами преобладают одни, местами другие разности указанных пород, так что разрез толщи крайне непостоянен и изменчив. Мощность толщи также широко варьирует, колеблясь от 600—700 до 1200 м.

Верхняя вулканогенно-осадочная толща представлена красноцветными и сероцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами и кремнистыми породами с линзами туфов и лав кислого и основного состава. Мощность ее 700—800 м. В алевролитах средней части разреза верхней толщи найдены отпечатки *Lepidodendron Theodori* Z a l., *Protolepidodendron* sp., указывающие на франский возраст вмещающих пород. Кроме того, в образованиях, аналогичных нижним горизонтам жаксыконской серии пород, в районах, расположенных непосредственно к северу от описываемого, И. Ф. Керенский нашел *Lepidodendropsis Theodori* (Z a l.) J o n g m., который, по М.А. Сенкевич, встречается как в верхнем, так и в среднем девоне. Это обстоятельство заставляет авторов принять для жаксыконской серии пород индекс D_2 — D_3fr. Общая мощность ее достигает 1500 м.

Выше по разрезу располагаются отложения фаменского яруса, трансгрессивно перекрывающие красноцветные породы жаксыконской серии, а местами залегающие непосредственно на вулканогенных образованиях нижних горизонтов девона.

Преобладают здесь серые и темно-серые известняки с фауной сульциферовых слоев. Кроме того, встречаются алевролиты, песчаники и конгломераты (последние в основании толщи). Характерно присутствие толстоплитчатых кремнистых пород, близких к опокам. В верхней части разреза отсутствуют горизонты железо-марганцевых руд.

Разрез непостоянен по составу — местами возрастает количество карбонатных осадков, местами преобладают терригенные породы. Мощность также варьирует.

Средняя мощность фамена равна 440 м.

Сравнивая разрезы девона, составленные Е. А. Соколовой, А. Е. Михайловым и др., мы видим, что они имеют много общего (фиг. 90). Так, несомненно, однотипны верхи вулканогенной серии пород, сложенные кислыми эффузивами, т. е. огузставская свита и аналогичные ей образования Джаильминской мульды. Несколько различны мощности, даваемые этими авторами, но состав и облик толщ остается тем же.

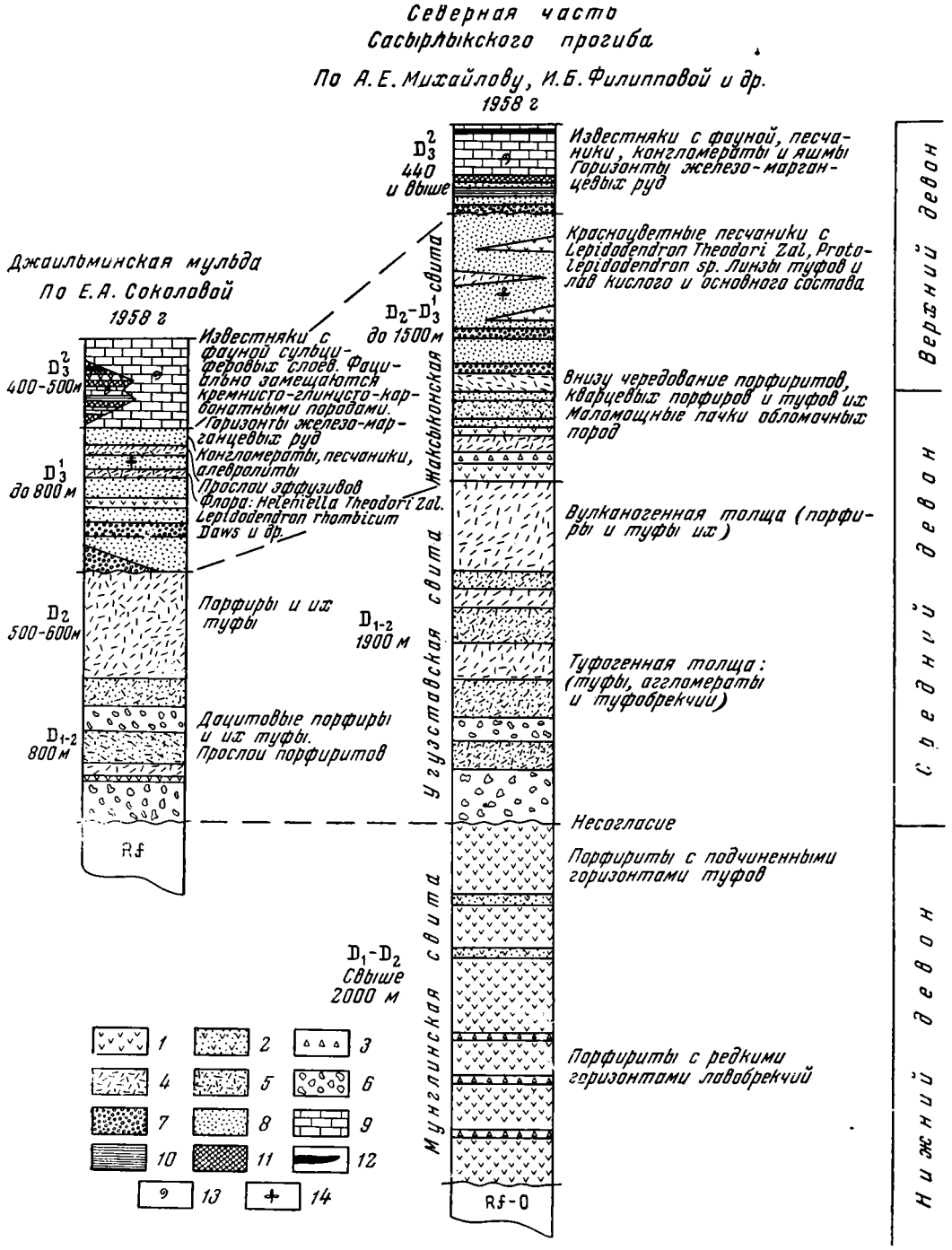
Особенно характерно наличие в низах разреза кристаллокластических туфов и агломератов дацитовых порфиров, выше сменяющихся покровами липаритовых порфиров и фельзит-порфиров. Последние имеют обычно красную и фиолетовую окраску в отличие от серой и зеленоватой, свойственной нижним частям огузставской свиты. Отметим, что эта весьма специфичная по своему облику толща пород, резко выделяющаяся среди других образований и легко картирующаяся, несомненно может быть параллелизована со среднедевонскими отложениями северных частей Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия (см. фиг. 87, колонка Ортавской и Таставской мульд). В последнем из указанных пунктов возраст ее доказан флорой. В связи с этим, однотипные отложения Сасырлыкского прогиба мы также считаем возможным отнести к среднему отделу девона.

Образования же нижележащей мунглинской свиты, сложенной различного рода порфиритами, на которых кислые эффузивы располагаются с несогласием, следует, очевидно, датировать уже нижним девоном, считая их фациальным аналогом песчанистых и карбонатных осадков кобленцского и жединского ярусов Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия. Появление в верхних горизонтах кобленца северных частей этой структуры прослоев порфиритовых лав, приближающее этот разрез к разрезам Сасырлыкского прогиба, указывает на возможность такого предположения.

Учитывая все сказанное, мы сочли возможным на фиг. 90, сохранив индексы, принятые авторами описанных разрезов, дать в то же время сбоку возрастное подразделение, предлагаемое нами.

Что касается верхних частей колонок Е. А. Соколовой, Е. А. Михайлова, И. Б. Филипповой и др., то они также легко сопоставимы, несмотря на некоторую вариацию соотношения пород и мощностей, которая естественна в столь изменчивых толщах континентального габитуса. Совершенно несомненно, с нашей точки зрения, что жаксыконская серия должна быть сопоставлена с осадками, относимыми Е. А. Соколовой к франскому ярусу, с одной стороны, и с беркутинской свитой Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия,— с другой. Принадлежность этой серии только к верхнему отделу (франский ярус) или частично также к среднему должна быть решена, очевидно, дальнейшими палеонтологическими и палеофитологическими исследованиями.

Таким образом, разрезы девона области Сасырлыкского прогиба не только могут быть сопоставлены между собой, но имеют также общие черты с разрезами Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, особенно се-



Фиг. 90. Сопоставление разрезов девона Сасырлыкского прогиба:

1 — порфириты; *2* — туфы порфиритов; *3* — лавобрекчии порфиритов; *4* — липаритовые и дацитовые порфиры; *5* — туфы кислых эффузивов; *6* — агломераты их; *7* — конгломераты; *8* — песчаники и алевролиты; *9* — известняки; *10* — аргиллиты; *11* — кремнистые и яшмовидные сланцы; *12* — горизонты железо-марганцевых руд; *13* — места находок фауны; *14* — места находок флоры

верной его части (район Ортавской и Таставской мульд). На этом мы позволим себе закончить описание девонских отложений Бет-Пак-Далы.

Кратко резюмируя все сказанное выше, необходимо отметить следующие особенности этих отложений.

1. Чрезвычайное непостоянство разреза и быструю фациальную изменчивость его на коротких расстояниях. Эта изменчивость, не раз отмечавшаяся нами при описании центрального грабена и Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, связана уже не только с основными крупными элементами структуры, выделенными для территории Бет-Пак-Далы, но и с частными формами внутри последних.

2. Значительное отличие разрезов девона южной половины Бет-Пак-Далы — области центрального грабена, Чуйского геоантиклинального поднятия, Джильтавской глыбы и Прибалхашского прогиба от северных частей ее, а именно — от территории Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия и Сасырлыкского прогиба. В то время как на юге девон представлен исключительно красноцветными толщами континентального габитуса, на севере ряд горизонтов сложен морскими, богато фаунистически охарактеризованными образованиями, так что разрез имеет здесь смешанный характер.

При этом, если в области Сасырлыкского прогиба морские фации наблюдаются лишь в верхах разреза (фамен), тогда как низы его сложены красноцветными вулканогенными и обломочно-вулканогенными толщами наземного облика, то в области Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия морские осадки развиты значительно шире, а иногда слагают собой и полностью весь разрез.

Такие сплошь морские разрезы были описаны из некоторых участков Акжал-Аксоранской зоны разломов. Видимо, в этой наиболее раздробленной и прогнутой во время девона полосе море, заходившее языками на территорию Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, задерживалось дольше. В прилегающих же областях устойчивая морская трансгрессия начинается лишь с фаменского века.

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

В заключение описания образований девона, коснемся кратко интрузивных проявлений, связанных с этим периодом времени. В пределах последнего известны два интрузивных комплекса (γ_4^1 и γ_4^2), детальному описанию и изучению которых мы обязаны работам О. С. Полквой. Так как вопрос о девонских интрузиях Бет-Пак-Далы освещен уже в ряде статей (Полквой, 1956; Коптев-Дворников и Полквой, 1956; Маркова, 1956), а также детально рассмотрен в монографии, составленной коллективом авторов (Коптев-Дворников, Полквой, Маркова и др., 1960), то во избежание повторений коснемся его очень кратко.

Интрузии первого девонского комплекса γ_4^1 распространены на территории Бет-Пак-Далы сравнительно слабо. Сюда относятся массивы: Акманглайский и Кызылджартасский, расположенные в пределах центрального грабена, а также Буденекудукский и Акбасставский, приуроченные к области Чуйской глыбы (см. фиг. 70). Укажем, что Акманглайский и Кызылджартасский массивы, совершенно тождественные петрографически, по мнению О. С. Полквой, некогда представляли собой единое тело, ориентированное в направлении, близком к широтному, т. е. несогласном к простиранию вмещающих пород. Затем они были разъединены внедрением более поздней Джильтавской интрузии (γ_4^2). В настоящий момент это небольшие штоки, сохранившиеся в северо-восточном и юго-западном контактах гранитов гор Джильдытау. Акманглайский шток изометричен, длина его достигает 14 км при ширине в 5—6 км; Кызылджартасский — вытянут в севе-

ро-западном направлении на 9 км, ширина его колеблется от 0,5 до 1 км. Ввиду малых размеров, на фиг. 70 оба массива объединены нами с Джильтавской интрузией.

Состав гранитоидов первого девонского комплекса изменчив, что вызвано сильно развитыми гибридными процессами и слабой эродированностью массивов. С этим же связано наличие в них значительного количества ксенолитов и провесов кровли.

В зависимости от степени гибридизма главная интрузивная фация представлена или гранодиоритами и кварцевыми диоритами (Акманглайский и Кызылджартасский массивы), или кварцевыми монцонитами и адамеллитами (Акбаставский и Буденекудукский). Типично наличие такситовых текстур, а также двойственных микроструктур — как бластических, так и гипидиоморфных. Директивных структур, столь характерных для досилурийских гранитоидов γ_3, в описываемых породах не наблюдалось.

Жильные породы в интрузиях первого девонского комплекса развиты крайне слабо и представлены лишь дайками второго этапа. Так, встречающиеся в Акманглайском и Кызылджартасском массивах жильные граниты, по мнению О. С. Полквой, принадлежат жильной серии рвущей их Джильтавской интрузии. Наличие же собственно жильных пород второго этапа известно лишь для Акманглайского массива, где мы встречаемся с дайками гранит-порфиров и диорит-порфиритов. Для Кызылджартасского массива этот вопрос не решен. В Акбаставском и Буденекудукском массивах жильные породы отсутствуют совсем.

Постмагматическая гидротермальная деятельность в интрузиях развита также незначительно. Отмечаются лишь отдельные жилы низкотемпературного кварца в наиболее крупном Акманглайском массиве. Наконец, укажем, что все описываемые массивы безрудны и не несут никакой минерализации. Такая особенность гранитоидов первого девонского комплекса, по мнению О. С. Полквой, также стоит в связи с небольшой вертикальной мощностью их и близким к поверхности залеганием.

Необходимо отметить четкую приуроченность интрузивов первого девонского комплекса к зонам интенсивного развития дизъюнктивных нарушений, а именно к области Джалаир-Найманского грабена и восточной оконечности Чуйской глыбы, ограниченной глубинными разломами (см. фиг. 1). Это обстоятельство, наряду с обилием ксенолитов и наличием бластических структур, свидетельствует в пользу того, что описываемые интрузивы проникали в сильно нарушенные участки земной коры, видимо приурочиваясь к зонам глубинных разломов, в настоящий момент в значительной мере замаскированным. Становление их, однако, не сопровождалось значительными тектоническими подвижками, как это имело место в досилурийских гранитоидах γ_3. На это указывает отсутствие директивных структур и других элементов прототектоники.

Что касается возраста рассматриваемой группы интрузий, то здесь мы располагаем следующими данными. Гранитоиды первого девонского комплекса прорывают породы протерозоя, рифея, ордовика и сугандинской свиты $D_1 — D_2^1$ и активно на них воздействуют. В частности, песчаники ордовика, а также красноцветы и порфириты сугандинской свиты в приконтактовых частях Кызылджартасского и Акманглайского массивов оказываются ороговикованными, а обломки их в виде ксенолитов широко рассеяны среди гранитоидов.

С другой стороны, кислые эффузивы верхней части среднего девона несомненно моложе описываемых интрузий. Это доказывается тем, что гранитоиды Акманглайского массива на востоке трансгрессивно перекрываются толщей среднедевонских альбитофиров, залегающей на размытой поверхности их. В Буденекудукском массиве, судя по данным Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова, а также О. С. Полквой (1956), граниты также

перекрываются, а частично и прорываются липаритовыми порфирами D_2, образующими среди них мелкие прожилки. Кроме того, гранитоиды Джильтавского массива, принадлежащего уже ко второму девонскому комплексу (γ_4^2), как это доказано О. С. Полквой (1956), прорывают и активно воздействуют на породы Акманглайской и Кызылджартасской интрузий. В результате последние обогащаются калиевым полевым шпатом и кварцем и преобразуются в кварцевые монцониты или адамеллиты.

Все это позволяет считать, что внедрение массивов первого девонского комплекса имело место в интервале между отложением сугандинской свиты и излиянием кислых лав среднего девона, т. е. где-то в середине среднего отдела системы. Появление их увязывается с фазой складчатости, фиксирующейся по несогласному и трансгрессивному залеганию толщи кислых эффузивов на более древних образованиях и вызвавшей, как мы увидим далее, серьезную перестройку в структурном плане Бет-Пак-Далы.

Интрузии второго девонского комплекса (γ_4^2) имеют значительно более широкое распространение в пределах Бет-Пак-Далы, чем гранитоиды раннедевонского цикла. К этой группе относятся массивы: Джильтавский и Ергебулакский, приуроченные к зоне центрального грабена; Кендерлыкский и Киинтасский, связанные с территорией Чуйской глыбы; Мунглинский и Атарский, расположенные в области Сасырлыкского прогиба и Атасу-Моинтинского геосинклинального поднятия (см. фиг. 70). Таким образом, эти интрузии не имеют выборочного распространения, а наблюдаются в структурах разных знаков — т. е. как в прогнутых, так и в поднятых областях. Судя по данным О. С. Полквой, интрузивы этой группы характеризуются выдержанным гранитным составом и малой степенью гибридизма, что отличает их от более древних интрузий. Обычно здесь развиты крупно- и равномернозернистые граниты. Типичен лейкократовый характер их и стремление к образованию аляскитовых разностей. Лишь местами, на контактах с вмещающими породами, или вблизи ксенолитов наблюдается появление роговообманково-биотитовых гранитов (Джильтавский, Ергебулакский и Мунглинский массивы) и гранодиоритов (Мунглинский, Кендерлыкский и Киинтасский).

Петрографический состав гранитов главной интрузивной фации всех перечисленных массивов, как это показано О. С. Полквой, обнаруживает много общих черт, присущих только интрузивным породам этого возраста. Так, плагиоклаз обычно представлен альбит-олигоклазом № 10—12, реже № 15—18; калиевый полевой шпат — микроклином. Одинаковы углы оптических осей микроклина и оптическая ориентировка индикатриссы у калиевого полевого шпата. Общим для гранитов всех массивов является зеленая окраска амфибола, представленного повсеместно типичной роговой обманкой с высокой железистостью. Отмечается поразительное сходство структур гранитов главной интрузивной фации, а именно слабо выраженная двухэтапность их кристаллизации.

Количественно-минералогический и химический состав различных массивов также имеет много общего. Все это указывает на значительное постоянство гранитоидов второго девонского интрузивного комплекса.

Характерно, что внедрение последнего сопровождалось иногда поступлением небольших дополнительных порций магмы, обусловивших появление побочных тел. Это сближает девонские интрузивы с раннегерцинскими гранитоидами, описанными ниже. Состав дополнительных интрузий близок к составу гранитов главной интрузивной фации, которые они прорывают. Отмечается приуроченность их к разломам в основных массивах или к контактам последних с породами кровли.

Жильная серия в интрузиях второго девонского комплекса развита очень широко и представлена дайками двух этапов. Здесь можно наблюдать

жильные граниты, образующие мощные дайки или пластовые тела. Широко развиты также аплиты. После внедрения даек первого этапа во всех массивах характерно появление высокотемпературных кварцевых жил, сопровождаемых грейзенизацией или беретизацией и молибденовым оруденением. Укажем, что молибденовое оруденение установлено в незначительных масштабах в Джильтавском и Ергебулакском массивах, а также в Мунглинском, с которым генетически связано рудопроявление Шалгии.

Дайки второго этапа чрезвычайно многочисленны и разнообразны. Они представлены гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, сиенит-порфирами, диорит-порфиритами и габбро-порфиритами и, как правило, секут дайки первого этапа. Внедрение описываемых даек сопровождалось постмагматическими явлениями, выразившимися в образовании мощных зон окварцевания и жил низкотемпературного кварца. При этом, перед появлением последних вдоль тех же трещин граниты подверглись милонитизации. Наличие зон милонитизации вообще характерно для гранитоидов второго девонского комплекса и фиксировалось во всех массивах.

Что касается формы и величины описываемых интрузивов, то необходимо отметить, что массивы их значительно крупнее гранитоидов раннедевонского цикла. Например, Джильтавский массив имеет длину 90 км при ширине 25 км. Длина Ергебулакского массива 75—80 км, ширина изменчива и колеблется в пределах 15—25 км. Другие массивы измеряются несколько меньшими цифрами. Форма их, как правило, удлиненная, при этом они вытянуты или в северо-западном или в широтном направлении. Так, Джильтавский, Кендырлыкский и Ергебулакский массивы имеют северо-западную ориентировку, Киинтасский и Атарский — широтную. Лишь массив Мунглу неправильно изометричен.

Выяснение более точной формы массивов крайне затруднено равнинным рельефом Бет-Пак-Далы. Укажем, однако, что М. И. Александрова и Б. И. Борсук (1955) высказывали мнение о том, что Ергебулакский массив представляет собой межформационную залежь, а Ю. В. Юнковская и А. Н. Дистанова на основании геологических и геофизических работ описывали гранитоиды Мунглу как пластовое тело типа гарполита, мощностью в 3—4 км, с основным подводящим каналом у юго-западного контакта массива.

Обращает на себя внимание частая приуроченность интрузий к зонам разломов и вообще к подвижным, интенсивно нарушенным участкам. Наиболее отчетливо это наблюдается на примере Ергебулакского и Джильтавского массивов, связанных с территорией центрального грабена. Первый из них располагается вдоль линии краевого разлома этой структуры, второй — в области стыка Джильтавской глыбы, Джалаир-Найманского и Сарытумского грабенов, т. е. в сильно раздробленной зоне, имеющей сложное внутреннее строение. Менее четко это прослеживается на массивах Чуйской глыбы, расположение которой хорошо увязывается со складчатыми деформациями вмещающих их протерозойских образований. Тем не менее существенно, что Кендерлыкский массив расположен близ линии глубинного разлома, ограничивающего с юго-запада Чуйскую глыбу; Киинтасский тяготеет к широтному нарушению Арысской впадины. Укажем также, что Атарский массив области Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия располагается около Атасуйского разлома, длительно жившего и не раз обновлявшегося. Массив же Мунглу, как это показано в 1958 г. Ю. Ф. Кабановым и М. Н. Щербаковой, приурочивается к зоне перекрещивающихся между собой сколов северо-восточного и северо-западного простираний. Этим, по мнению указанных авторов, а также О. С. Полквой (Коптев-Дворников, Полквой и др., 1960), в значительной мере определяется изометричная форма этого гранитного тела.

Описанная структурная позиция интрузий второго девонского комплекса и положение большинства из них в тектонически подвижных участках

хорошо согласуется с рядом особенностей их, а именно: с удлиненной формой массивов; наличием в них зон дробления и милонитизации, прослеживающихся в длину на несколько километров; наличием мощных зон окварцевания, а также часто наблюдающимся катаклазом и гнейсованностью пород (Киинтасский, Кендерлыкский, Ергебулакский массивы и пр.).

В пользу этого же, по мнению О. С. Полквой, свидетельствует присутствие ксенолитов, при этом не только крупных, но и массы мелких, указывающих на то, что вторжение магмы происходило в сильно раздробленную толщу. Наконец, обилие и разнообразие даек второго этапа, происходящее в несколько приемов, говорит о неоднократном оживлении трещин, заполнявшихся магмой жильных пород.

Что касается возраста гранитоидов второго девонского комплекса, то он весьма четок и установлен в ряде мест. Массивами γ_4^2 прорваны и контактово изменены образования протерозоя, рифея, ордовика, нижнего и среднего девона. Особо важны при этом соотношения гранитов с девонскими эффузивами. Укажем, что в ряде мест последние пересекаются апофизами гранитов и их жильной серией (массив Мунглу, Ергебулакский и др.). В контактах, как правило, эффузивы бывают ороговикованы, причем наблюдается перекристаллизация основной массы их и замещение кварцем вкрапленников плагиоклаза (Ергебулакский, Кендерлыкский, Джильтавский, Мунглинский массивы и пр.). Правда, контактовые ореолы обычно не распространяются далеко, измеряясь несколькими десятками метров, иногда достигая 0,5 км. К тому же метаморфизм вмещающих пород редко сопровождается изменением их химического состава. Лишь в юго-западном контакте Джильтавского массива, в пределах узкой полосы, наблюдалась гранитизация порфиров сугандинской свиты D_1 — D_2^1. Тем не менее, наличие горячего контакта во всех массивах фиксируется весьма четко.

Что касается верхнего возрастного предела гранитоидов, то для определения его важны следующие факты.

1. Известняки с фауной верхнего девона и нижнего карбона, найденной в непосредственной близости от массива Мунглу, не несут признаков изменения[1], а конгломераты, начинающие здесь разрез верхнего девона, содержат гальку гранитоидов, петрографически схожую с породами массива.

2. Аналогичная галька содержится также в конгломератах верхнего девона, перекрывающих Киинтасский, Кендырлыкский и Ергебулакский массивы.

3. Судя по материалам О. С. Полквой, на восточном контакте Джильтавского массива, близ старой караванной тропы, примерно на широте родника Сюлюкты хорошо видно, как граниты перекрыты покровами и прорваны экструзиями липаритовых порфиров. Возраст последних, как это указывалось нами при описании девона Джильтавской глыбы, определяется как D_2^2 — D_3 на основании сходства их с отложениями карасайской свиты.

4. Герцинские гранитоиды массива Куу прорывают интрузивы Мунглинского массива, содержат обильные ксенолиты их и образуют в гранитоидах ряд апофиз.

Таким образом, внедрение массивов второго девонского комплекса связано с промежутком времени между эпохами среднего и верхнего девона, ознаменовавшегося на большей части Казахстана проявлением интенсивной фазы складчатости.

В заключение отметим, что обращает внимание приуроченность описанных выше интрузий к областям с мощным накоплением кислых эффузивов D_2. Это наводит на мысль о сближенности во времени интрузивного и эффузивного процессов девона и об общности их магматического очага.

---

[1] При схематизации карты (см. фиг. 1) ряд мелких наложенных мульд D_3 — C_1 с нее снят.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Переходя к характеристике каменноугольных отложений, укажем, что на территории Бет-Пак-Далы они приурочены исключительно к областям наложенных мульд. Последние же, как это отмечалось в гл. I, развиты повсеместно, т. е. мы встречаемся с ними в пределах как геоантиклинальных поднятий, так и геосинклинальных прогибов. При этом наиболее широкое развитие наложенные мульды приобретают в пределах Чуйского и Атасу-Моинтинского поднятий, а также Западнобалхашского прогиба. В области центрального грабена они развиты слабо; на территории Бурунтавской структуры — также.

Существенно, что большинство рассматриваемых структур выполнено образованиями нижнего карбона — турнейского и визейского ярусов и лишь в немногих наблюдаются также осадки среднего и верхнего отделов системы. Последние встречаются главным образом в мульдах Чуйского геоантиклинального поднятия — в Тасбулакской структуре, Қызылтузской, Қаракульской и др.

Вопросами стратиграфии карбона Бет-Пак-Далы занимался ряд исследователей, среди которых в первую очередь необходимо отметить М. И. Александрову, долгие годы проводившую тематические работы в этом направлении и давшую монографическое описание каменноугольных образований восточной части Бет-Пак-Далы, С. Е. Қолотухину, занимавшуюся северными участками интересующей нас территории, а также, многочисленных геологов-съемщиков: И. В. Хохлова, Э. Қ. Вильцинга, С. Г. Токмачеву, В. А. Шурыгина и М. Г. Попова, А. Г. Гокоева и Н. М. Чабдарова, В. В. Донских, Е. Н. Сизову и многих других. Много нового в строение каменноугольных отложений было внесено в свое время также Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской (1948), а в последние годы Е. А. Соколовой (1958).

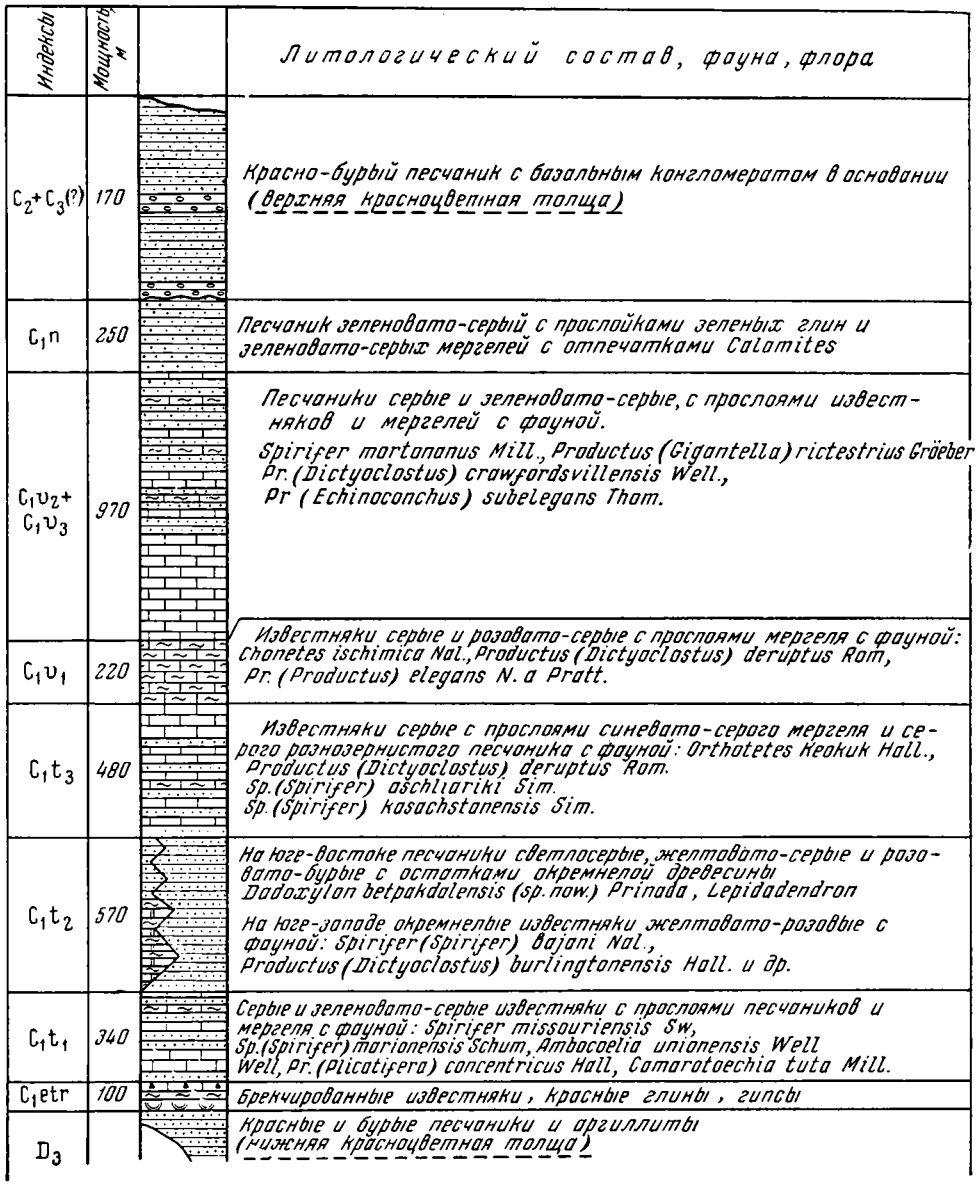
Нам лично никогда не приходилось сколько-нибудь углубленно заниматься вопросами стратиграфии каменноугольных отложений Бет-Пак-Далы, и мы не имеем в этом отношении заслуживающего внимания личного материала. В связи с этим при составлении настоящей главы мы вынуждены были пользоваться исключительно литературным материалом. Изложение последнего мы считаем возможным дать лишь в разрезе, необходимом для понимания структурного устройства Бет-Пак-Далы в рассматриваемый период, отнюдь не задерживаясь на выяснении и решении имеющихся здесь спорных вопросов.

ЧУЙСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

На территории Чуйского поднятия образования карбона распространены весьма значительно, слагая собой всю область так называемых Причуйских мульд и Тасбулакскую структуру. Стратиграфия их, судя по материалам М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), давших весьма подробное монографическое описание этой части Бет-Пак-Далы, кратко может быть охарактеризована следующим образом (фиг. 91).

Нижний карбон. Наиболее широко развит в пределах интересующих нас тектонических форм нижний карбон, представленный слоями этрен, турнейским и визейским ярусами, причем два последних, в свою очередь, могут быть подразделены более дробно.

Слои этрен впервые были описаны в районе родника Тасбулак Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской (1948). Позже наличие их в Тасбулакской структуре, а также в большинстве Причуйских мульд было подтверждено М. И. Александровой. По мнению последней, к переходным от девона к карбону слоям здесь должны быть отнесены гипсы, пестроокрашенные глины, брек-



Фиг. 91. Сводная стратиграфическая колонка каменноугольных отложений области Чуйского геоантиклинального поднятия (по М. И. Александровой, 1955)

чированные известняки, известняковые брекчии и доломиты, залегающие на красноцветных кластических осадках верхнего девона. Фауны в них не найдено и возраст их определяется на основании лишь стратиграфических данных.

Нижняя граница слоев этрен очень резкая, однако является чисто условной, поскольку нижележащая красноцветная толща верхнего девона также никак не охарактеризована фаунистически. Верхняя граница определяется хорошо видимым в ряде мест налеганием отложений турне с обильной фауной кассинских слоев (C_1t_1). При этом переход слоев этрен к ниж-

нему турне совершенно постепенен. Мощность их достигает в описываемом районе 100 и более метров.

М. И. Александрова приводит следующий сводный разрез этрен, характерный для района Причуйских мульд и Тасбулакской структуры (снизу вверх):

		Мощность, м
C_1etr.	1. Гипсы, вверху с тонкими прослоями и линзами известняков или глин	0—100 и более
»	2. Глины пестроокрашенные, слоистые	20—25
»	3. Мергели светлые, очень плотные, или песчаники тонкозернистые, полимиктовые, неравномерно окрашенные в желтый цвет	25
»	4. Известняки темно-серые или черные, местами доломитизированные, брекчированные, кавернозные, замещаются по простиранию брекчией, состоящей из глыб и обломков известняка и доломита, скрепленных карбонатным цементом	3—20
»	5. Глины розовато-красно-бурые, кирпично-красные, ярко и неравномерно окрашенные, с линзами и тонкими прослоями гипса	до 20
»	6. Известняки темно-серые, местами желтоватые или бурые, сильно выщелоченные, местами брекчированные	7—10
»	7. Песчаники сиреневато-красные, мелкозернистые	100 и более

Укажем, что Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская (1948) относят гипсы и пестроокрашенные глины еще к толще верхнего девона. Верхняя же граница слоев этрен проводилась ими выше, так как в состав последних включались также горизонты известняков, среди которых позже М. И. Александровой были собраны ископаемые, характерные для нижнего турне (Александрова и Борсук, 1955, стр. 198). Таким образом, объем слоев этрен эти авторы понимают по-разному.

М. И. Александрова весьма убедительно доказывает принадлежность гипсов и пестроцветных глин не к девону, а уже к каменноугольной системе. В ряде разрезов, по ее данным, глины переслаиваются с брекчированными известняками, а местами (впадина Буралкенентуз) поднимаются и в нижнее турне. Это указывает на наличие более тесной связи «между гипсоносной толщей и карбонатными, песчаными и глинистыми отложениями нижнего турне, чем между нею и красноцветной конгломерато-песчаниковой толщей верхнего девона, для которого в Бет-Пак-Дале соленакопление нигде не отмечено» (Александрова и Борсук, 1955, стр. 199).

Выше слоев этрен без признаков перерыва залегают отложения *турнейского яруса*, богато охарактеризованные фаунистически. Они наблюдаются в разрезах Тасбулакской структуры, а также всех без исключения Причуйских мульд. Как правило, турне может быть подразделено на три части: нижний турне, отвечающий «кассинским слоям», средний, соответствующий «русаковским», и верхний — нижней половине «ишимских слоев» схемы Д. В. Наливкина (1937).

За эталонный разрез для описываемой территории может быть принят составленный М. И. Александровой разрез Кызылтузской мульды, который мы разрешим себе привести.

В северо-западном крыле структуры прослеживается пачка, состоящая из известняков и песчаников, относимая к нижнему турне. Снизу вверх здесь залегают:

		Мощность, м
C_1t_1	1. Известняки серые, неравномерно окрашенные в желтый и розоватый цвет с фауной *Spirifer* (*Spirifer*) *marionensis* Schum., *Sp.* (*Spirifer*) *platynotus* Well., *Ambocoellia unionensis* Well., *Athyristenuilineata* Rom., *Chonetes glenparkensis* Well., *Productus* (*Plicatifera*) *concentricus* Hall.	40
»	2. Известняки серые, тонкоплитчатые, с прослоями бурого песчаника	20
»	3. Известняки темно-серые, тонкоплитчатые, переслаивающиеся с песчаником вишнево-бурым, тонкозернистым	12

		Мощность, м
C_1t_1	4. Песчаники красно-бурые, мелкозернистые, толстоплитчатые	50
»	5. Песчаники серовато-фиолетовые, мелкозернистые, плитчатые	20
»	6. Известняки с черными пятнами, с неопределимыми остатками пелеципод	5,5
»	7. Переслаивание известняков и песчаников	Около 80

Максимальная мощность нижнего турне в Кызылтузской мульде достигает 270 м. Выше располагаются серые и светло-серые и среднезернистые песчаники с обломками и глыбами окремнелой древесины, имеющие мощность около 450 м. Положение их между фаунистически охарактеризованными образованиями нижнего и верхнего турне позволяет М. И. Александровой отнести их к среднему турне, так же как сходство с аналогичными образованиями других мульд Чуйского геоантиклинального поднятия, в частности, с Каракульской синклиналью, среди песчаников которой В. Д. Принада определены *Dadoxylon betpakdalensis* sp. nov. и отпечатки коры *Lepidodendron*.

Верхний турне сложен известняками, мергелями и песчаниками, достигающими 480 м мощности. Неполный разрез их наблюдался М. И. Александровой в северо-западном крыле этой структуры, где снизу вверх ею описаны:

		Мощность, м
C_1t_3	1. Песчаники светло-серые, местами слегка желтоватые, известковистые . .	67
	Пропуск, задерновано.	
»	2. Известняки серые, с охристыми пятнами, слегка опесчаненные, ноздреватые, с давленой фауной, среди которой определены *Productus* (*Dictyoclostus*) *deruptus* R o m.	72
	Пропуск, задерновано	
»	3. Известняки темно-серые, с поверхности слегка буроватые, глинистые, сильно выщелоченные	26
	Пропуск, задерновано.	
»	4. Мергели темно-серые, с поверхности желтоватые	6
	Пропуск, задерновано.	
»	5. Известняки темно-серые, местами буроватые, глинистые, с многочисленной фауной брахиопод: *Orthotetes keokuk* H a l l, *Productus* (*Dictyoclostus*) *deruptus* R o m., *Productus* (*Buktonia*) *dengisi* N a l., *Athyris trinuclea* H a l l, *Chonetes* aff. *ischimica* N a l., *Spirifer* (*Lytha*) *plenus* H a l l., *Sp.* (*Spirifer*) *kazachstanensis* S i m., с остатками Crinoidea и одиночных кораллов . .	25
»	6. Мергели серовато-серые, с прослоями мергеля желтовато-бурого	
	Пропуск, задерновано.	
»	7. Известняки темно-серые, с прослоями серого мергеля	6

Общая мощность турнейских отложений в Кызылтузской мульде измеряется в 1140 м.

Близкие разрезы, несколько варьирующие по мощности и составу пород, наблюдались и в остальных Причуйских структурах (Каракульской, Кишкинсорской и Аксорской), а также в Тасбулакской мульде. В последней разрез турнейских осадков достигает наибольшей мощности — 1400 м. При этом здесь, судя по данным Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1948), а также дополнительным материалам М. И. Александровой, среднетурнейские осадки богато охарактеризованы фауной и представлены несколько иной в литологическом отношении толщей, имеющей 400 м мощности. Так, вместо песчаников с древесиной здесь наблюдаются известняки, окремнелые разности их, а также горизонты песчаников с *Productus burlingtonensis* H a l l, *Pr. burlingtonensis* var. *djidensis* N a l., *Pr. vinimalis* W h i t e, *Spirifer* cf. *imbrex* H a l l, *Sp. incertus* H a l l, *Athyris lamellosa* l'E v. и др.

Укажем также, что в некоторых структурах средне- и верхнетурнейские отложения трудно различимы литологически.

На турнейских отложениях совершенно согласно располагаются образования *визейского яруса*. В некоторых мульдах Чуйского геоантиклиналь-

ного поднятия (Кызылтузской и Каракульской) они могут быть подразделены на нижне- и верхневизейские, в других это является затруднительным из-за отсутствия руководящих форм, а местами плохой обнаженности. Один из лучших разрезов визейских отложений известен также в районе Кызылтузской мульды. По данным М. И. Александровой, он представляется в следующем виде (снизу вверх):

		Мощность, м
C_1v_1	1. Толща серых известняков с горизонтами серых, голубовато-серых и сиреневатых мергелей и песчаников с обильной фауной: *Productus djidensis* (N a l.), *Pr.* (*Echinoconchus*) *subelegans* T h o m., *Pr. undatus* D e f r., *Pr. corrugato-hemisphaericus* V a u g h., *Pr.* (*Productus*) *elegans* N. e t P r., *Productus* (*Dictyoclostus*) *mesialis* H a l l, *Pr.* (*Dictyoclostus*) *crawfordsvillensis* W e l l., *Spirifer mortonatus* M i l l., *Sp.* cf. *logani* H a l l, *Chonetes* aff. *ischimica* N a l., *Athyris trinuclea* H a l l, *Athyris lamellosa* L'E v., *Schizophoria swallovi* H a l l, *Rhipidonella michelini* L'E v., *Brachythyris* sp., Pelecypoda, Gastropoda, мшанки, кораллы, криноидеи. Приведенный комплекс фауны характерен для верхней половины ишимских слоев и слоев Warsaw Северной Америки, что указывает на принадлежность вмещающих пород к нижнему визе. Мощность толщи	450 м.
C_1v_2—C_1v_3	2. Толща переслаивающихся песчаников, известняков и мергелей, содержащих многочисленную фауну брахиопод, колониальных и одиночных кораллов, мшанок, Crinoidea, среди которых определены: *Productus* (*Dictyoclostus*) *crawfordsvillensis* W e l l., *Pr.* (*Dictyoclostus*) *pugilis* P h i l l., *Pr.* (*Echinoconchus*) *subelegans* T h o m., *Pr.* (*Gigantella*) *rectestrius* G r ö e b e r., *Pr. minutus* M. W., *Spirifer mortonatus* M i l l., *Sp.* cf. *trigonalis* M a r t., *Sp. logani* H a l l, *Allorisma* sp., *Reticularia lineata* M a r t., *Athyris trinuclea* H a l l. Кораллы: *Cyathophyllum* (*Palaeosmilia*) *jagovkini* G o r s k y, *Lithostrotion* aff. *portlocki* E. H., *Caninia* sp , *Caninophyllum* sp. Мшанки: *Edinopora* cf. *marcostoma* U l r., *Pinnatopora* sp., *Septopora djeskazganica* N e k h., *Tabulipora* aff. *emaciata* (U l r). *Tabuliporella nalivkini* N i k i f., *Tabulipora meokana* U l r., *Rhombopora* cf. *tanuirama* U l r., *Rh.* aff. *persimilis* U l r., *Rhombopora* sp., *Sulcoretepora* sp., *Polypora* sp., *Fenestella pseudorudis* N e k h., *F.* cf. *serratula* U l r., *F.* cf. *multispinosa* U l r., *F.* cf. *tenax* U l r., *F.* aff. *septosa* N e k h., *Fenestella* sp.	680

Приведенный список фауны содержит формы, характерные для яговкинских слоев Казахстана, соответствующих среднему и верхнему визе. Расчленить их в разрезе Кызылтузской мульды не представилось возможным.

Мощность толщи составляет в сводном ее разрезе 680 м. Общая мощность визе здесь достигает 1130 м.

В Каракульской мульде разрез близок к только что описанному, однако мощность нижнего визе здесь достигает 350—400 м, мощность среднего и верхнего — 1000 м. Таким образом, общая мощность визейского яруса здесь увеличивается до 1350—1400 м. В остальных структурах мощности также варьируют. В Аксорской мульде визейские отложения, не поддающиеся расчленению, имеют мощность 300—350 м, в Тасбулакской — выше 550—600 м.

Намюрский ярус выделен впервые М. И. Александровой в пределах Кызылтузской и Каракульской мульд. Он представлен здесь толщей песчаников, фауна в которой обычно отсутствует, зато встречаются обильные остатки растений, преимущественно каламитов. Некоторые из видов последних характерны для нижнего карбона, другие — для низов среднего.

Постепенный переход, наблюдающийся между этой свитой и яговкинскими слоями визейского яруса, а также наличие в ней каламитов C_1 — C_2 дают основание для отнесения ее к намюру.

Эталонный разрез толщи, описанный М. И. Александровой в пределах Кызылтузской синклинали, выглядит следующим образом.

В разрезе северо-западного крыла Кызылтузской синклинали выше отложений с фауной яговкинских слоев залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
C_1n 1. Песчаники серовато-желтые, сильно известковистые, с неясными отпечатками *Camarotoechia* sp. и каламитов	0,5
» 2. Песчаники темные, коричневато-красные, тонкозернистые, тонкоплитчатые, кверху переходят в темно-серые	43,0
» 3. Песчаники серовато-розовые, мелкозернистые	102,0
» 4. Песчаники вишнево-бурые с поверхности, в свежем изломе розовато-серые, тонкозернистые, слоистые	103,0

В юго-восточном крыле этой же синклинали в разрезе намюра наблюдаются (снизу вверх):

C_1n 1. Песчаники сиреневато-серые, пятнистые, мелкозернистые
» 2. Песчаники зеленовато- и серовато-бурые, мелкозернистые глинистые, с тонкими прослоями мергеля и с включением мергелистых окатышей
» 3. Песчаники сиреневато-серые, мелкозернистые, с тонкими прослойками глинистого песчаника фиолетового цвета, с отпечатками стеблей каламитов, определенных М. О. Борсук как *Calamites suckowi* B r. и *Calamites* cf. *Cistii* B r.
» 4. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, плитчатые, с линзовидными прослоями песчаника сиреневато-серого, тонкозернистого, глинистого.

Общая мощность песчаниковой толщи здесь не менее 250 м.

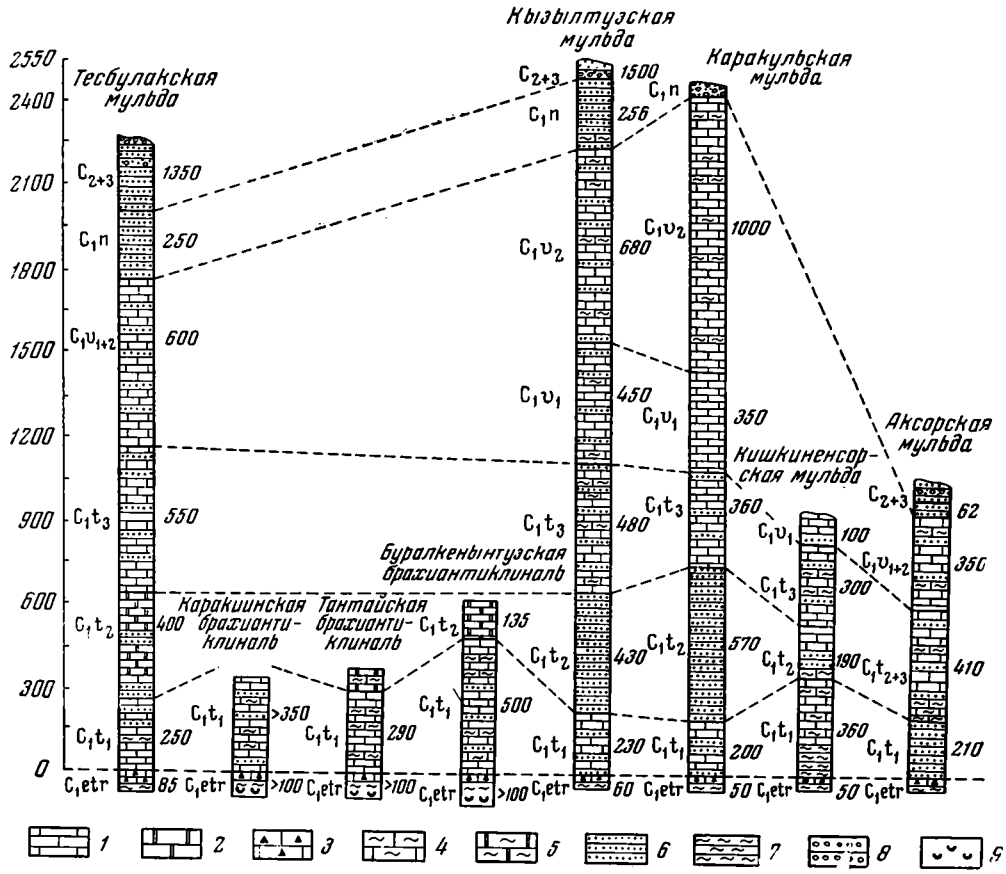
Близкий разрез наблюдается в Каракульской структуре. В Тасбулакской мульде к намюру М. И. Александрова отнесла аналогичную песчаниковую толщу, достигающую 250 м мощности. Ранее Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская помещали ее в нижние горизонты джезказганской свиты $C_2 — C_3$.

Средний и верхний карбон. Венчается разрез карбона в районе Чуйского геоантиклинального поднятия образованиями среднего и верхнего отделов системы. К последним условно относится толща красноцветных пород, развитая в центральных частях Тасбулакской, Кызылтузской и Каракульской структур, залегающая с размывом на нижележащих образованиях нижнего карбона. Никаких фаунистических и растительных остатков в ней встречено не было, и возраст ее устанавливается лишь путем параллелизации с литологически сходными образованиями джезказганской свиты одноименного района.

Наиболее полный разрез условного среднего и верхнего карбона известен из Тасбулакской мульды, откуда он в свое время был описан Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской (1948). Эти авторы выделяли среди развитых здесь пород две части — нижнюю — зеленоцветную и верхнюю — красноцветную. Первая из них, согласно данным М. И. Александровой (Александрова и Борсук, 1955), относится еще к намюрскому ярусу. В верхней, красноцветной, преобладающее значение имеют вишнево-красные полевошпатовые и аркозовые песчаники, среди которых встречено два горизонта конгломератов. Верхний из них, по мнению авторов, отвечает так называемым раймундовским конгломератам Джезказганского района, по кровле которых проводится граница среднего и верхнего карбона.

Общая мощность красноцветов достигает 1300 м, причем на долю среднего карбона приходится 700 м, на долю верхнего — 600 м.

Кратко резюмируя все сказанное, мы видим, что на территории Чуйского геоантиклинального поднятия образования карбона представлены весьма полным разрезом, в котором участвуют все три отдела системы. Наиболее широко развит нижний карбон, сложенный преимущественно карбонатными осадками, богатыми фауной. Средний и верхний отделы, вы-



Фиг. 92. Сравнение стратиграфических разрезов карбона области Чуйского геоантиклинального поднятия (по М. И. Александровой, 1955):

1 — известняк; *2* — кремнистый известняк; *3* — брекчированный известняк; *4* — мергель; *5* — кремнистый мергель; *6* — песчаник; *7* — глина; *8* — конгломерат; *9* — гипс

раженные в красноцветной фации, развиты не повсеместно. Возраст их устанавливается условно. Весьма важно, что полнота, мощность и характер разреза карбона не являются на протяжении всего Чуйского геоантиклинального поднятия постоянными, а меняются от структуры к структуре. Так, в Тасбулакской, Кызылтузской и Каракульской мульдах, являющихся, очевидно, наиболее прогнутыми, мощность каменноугольных отложений достигает 2500—4000 м, в Аксорской и Кишкинесорской — колеблется в пределах 1000—1200 м. Наконец, в брахиантиклинальных складках Каракиинской, Тантайской и др. мощность пород интересующего нас возраста измеряется немногими сотнями метров (300—400 м). Варьирует также характер осадков. В частности, литологически различные типы пород развиты в среднем турне на юго-западе (Тасбулакская мульда) и на юго-востоке Чуйского геоантиклинального поднятия.

Прекрасной иллюстрацией к сказанному является сопоставление колонок карбона этой части Бет-Пак-Далы, данное М. И. Александровой (фиг. 92).

ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ГРАБЕНА

В области центрального грабена отложения карбона практически почти отсутствуют. Мы встречаемся с ними лишь в двух участках, а именно — в мульде, расположенной к югу от уроч. Қокэспе и на крайней юго-восточной окраине Чу-Илийских гор в каменноугольной структуре гор Басбармак.

Относительно первого из указанных пунктов мы не располагаем сколько-нибудь достаточным материалом. Укажем, однако, что каменноугольные отложения представлены здесь только нижним отделом и приурочены к ядру небольшой наложенной мульды. Наибольшая роль при этом принадлежит карбонатным породам — мергелистым известнякам (этрен) и известнякам с прослоями песчаников (турне). В визейском ярусе песчаники начинают преобладать. Мощность всей толщи нижнего карбона ничтожна и едва достигает 150—200 м.

С иного характера отложениями мы встречаемся на крайней юго-восточной оконечности Джалаир-Найманского грабена в районе гор Басбармак. Здесь, по данным И. В. Хохлова и З. И. Мининой, условно к нижнему карбону относится комплекс эффузивных образований, представленный туфами и туфолавами кварцевых порфиров, альбитофиров с подчиненным развитием основных лав — пироксеновыми и кварцевыми порфиритами. В основании эффузивной толщи располагается непостоянный горизонт базальных конгломератов, несогласно залегающий то на породах архея, то на их образованиях, то на красноцветах девона. Общая мощность эффузивного комплекса, сложенного в пологие брахискладки с углами 15—20°, достигает приблизительно 1000 м.

Судя по данным И. В. Хохлова, описанные образования чрезвычайно напоминают нижнекаменноугольные отложения Заилийского Алатау, охарактеризованные фаунистически.

Таким образом, мы видим, что карбон в пределах центрального грабена распространен чрезвычайно слабо. Нам известны лишь две образованные им наложенные структуры, при этом состав, характер и мощность развитых в них пород существенно различны. Если в мульде уроч. Қокэспе мы встречаемся с фациями карбона, обычными для Центрального Қазахстана, то на юго-востоке это уже фации юго-восточных провинций. Таким образом, очевидно, что эти участки развивались независимо друг от друга.

БУРУНТАВСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

В Бурунтавском геоантиклинальном поднятии отложения карбона также почти отсутствуют. Они известны лишь в узкой, вытянутой в северо-западном направлении наложенной структуре близ колодца Қарабия [1], располагающейся резко несогласно на породах протерозоя и девона (?) и наполовину срезанной разломом. В уцелевшем северном крыле мульды можно наблюдать следующий разрез:

	Мощность, м
C_1t 1. Конгломераты, состоящие из хорошо окатанных мелких галек, в составе которых особенно много кварцитов протерозоя, яшм и основных эффузивов кембрия	100—120
» 2. Аркозовые песчаники серые, грубозернистые	1,5—3
» 3. Постепенно сменяющие их плотные зеленые песчаники с карбонатным цементом	1,5—3

[1] Қызылкингирская мульда, расположенная частично в области Бурунтавского геоантиклинального поднятия, а главным образом на территории Западнобалхашского геоантиклинального прогиба, описана при характеристике последнего.

	Мощность, м
C_1 1 4. Известняки тонкозернистые, пелитоморфные, с фауной брахиопод и кораллов турнейского яруса	3—10

На этом разрез кончается, так как далее он срезан разломом. Общая видимая мощность карбона не превышает здесь, таким образом, 115 м.

ЗАПАДНОБАЛХАШСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

В пределах Западнобалхашского геосинклинального прогиба образования карбона распространены весьма широко. Они приурочены здесь к областям Джаильминской, Мийкайнарской, Кызылкингирской, Акжал-Сарытумской, Кашкантенизской, Каракамысской и ряда других наложенных мульд, известных как в районах Прибалхашского и Сасырлыкского прогибов, так и на территории Акдолинского поперечного антиклинального поднятия. Рассмотрим наиболее типичные из них.

Сасырлыкский прогиб

Наиболее крупными каменноугольными структурами в пределах этого прогиба являются Джаильминская и Мийкайнарская мульды. Развитые в них образования изучались рядом исследователей, в том числе М. И. Александровой и Б. И. Борсуком (1955), а также Е. А. Соколовой (1958).

Джаильминская мульда

По данным Е. А. Соколовой, разрез карбона в этой структуре представлен только нижним отделом. Внутри последнего могут быть выделены как турнейский, так и визейский ярусы [1].

Отложения турне тесно связаны с нижележащими осадками фамена, образуя с ними единую в литологическом отношении толщу, подразделяющуюся лишь по фауне и построенную различно в разных участках структуры. Так, в западной части Джаильминской мульды основная роль в нижнем турне принадлежит рифогенным известнякам, содержащим подчиненные прослои и линзы кремнистых сланцев. В известняках собрана обильная фауна брахиопод, кораллов, головоногих и криноидей, характерная для кассинских слоев. Мощность нижнего турне — 500—600 м. В верхнем [2] турне развита та же карбонатная толща, но известняки становятся здесь более глинистыми и глинисто-кремнистыми, приближаясь по составу к мергелям. Мощность верхнего турне — 200—250 м.

В восточной части Джаильминской мульды нижнекаменноугольные отложения обнажены плохо и характеристика их, даже самая общая, по мнению Е. А. Соколовой, является крайне затруднительной.

В северной части мульды (район Караджальского месторождения) образования турнейского яруса, подобно тому, как это отмечалось для фамена, имеют существенно иной характер. Карбонатные осадки наблюдаются здесь лишь в виде резко подчиненных незначительных по мощности прослоев; главная же роль принадлежит мелко- и тонкозернистым кремнисто-глинисто-карбонатным породам, а также туффитам и пепловым туфам.

---

[1] Отметим, что присутствие слоев этрен, описанных в пределах Джаильминской структуры М. И. Александровой и Б. И. Борсуком (1955), Е. А. Соколовой отрицается (Падве и Соколова, 1956).

[2] В пределах Джаильминской мульды и других мульд Сасырлыкского прогиба подразделение верхней части турнейского яруса на средне- и верхнетурнейские образования (т. е. русаковские слои и низы ишимских) ни Е. А. Соколова, ни другие исследователи не проводят, и вся эта литологически единая толща целиком относится к верхнему турне.

Отсюда Е. А. Соколова приводит следующий послойный разрез скв. 112 Снизу вверх ею описаны:

	Мощность, м
Слой 1. Рудный горизонт, сменяющийся вверх по разрезу красновато-серыми железисто-марганцовистыми, кремнисто-карбонатными тонко- и мелкозернистыми породами	
» 2. Глинистые известняки темно-серого цвета, тонко- и мелкозернистые. Породы однородные, плотные, иногда слоистые, в нижней части слоя брекчированные	42
» 3. Глинисто-карбонатные породы микрозернистые, сильно обогащенные углистым веществом. Породы черного цвета, иногда слоистые, сильно пиритизированные	80
» 4. Брекчии (тектонические ?) средне- и мелкообломочные. Обломки представлены преимущественно кремнисто-глинисто-карбонатными породами. Их размер от нескольких миллиметров до 3—4 см. Цемент — кристаллический агрегат либо кварцево-альбито-кальцитового, либо пренито-кальцитового состава	30
» 5. Кремнисто-глинистые известняки темно-серого цвета, мелкозернистые, пронизанные сетью кальцитовых и кварцево-альбитовых прожилков. На отдельных участках породы сильно раздроблены	50
» 6. Кварцитовидные породы светлые	28
» 7. Пачка кремнисто-карбонатных пород микрозернистых, иногда сменяющихся кремнистыми известняками. Породе свойственна весьма своеобразная пятнистая текстура, обусловленная диагенетическим перераспределением вещества	32
» 8. Кремнисто-глинисто-карбонатные породы мелко- и микрозернистые, переслаивающиеся с туффитами и пепловыми туфами. Макроскопически вся пачка пород выглядит чрезвычайно однородной. Это темно-серые, массивные породы, иногда слоистые	78
» 9. Кремнистые туффиты зеленые и зеленовато-серые. Породы плотные, массивные, с раковистым изломом	40
» 10. Кремнисто-глинисто-карбонатные породы, микрозернистые, темно-серые	5
» 11. Брекчии дробления пород, подобных встреченным в слое 10. Размер обломков не превышает 2—3 см. Цемент кальцитовый	60
» 12. Породы, подобные встреченным в слое 10, в верхней части слоя с несколько повышенной кремнистостью (содержание кремнезема 50% от всей массы породы). Среди описываемых образований в прослое серого кристаллического известняка мощностью в 0,15 м была собрана фауна, определенная В. Н. Крестовниковым как *Chonetes setigera* Hall, *Productus* (*Spinulicosta*) cf. *concentricus* Hall, *Ambocoelia* sp., *Spirifer* sp., *Phillipsia* sp. По заключению этого автора, приведенные выше формы характерны для кассинских слоев турнейского яруса	120—130
» 13. Пачка кремнисто-карбонатных пород микро- и мелкозернистых, иногда содержащих примесь туфогенного материала, переслаивающихся со светлоокрашенными кремнистыми кварцитовидными породами	20
» 14. Кварцитовидные кремнистые породы, микрокристаллические, светло-серые	9
» 15. Кремнистые туффиты. Скрытокристаллические породы зеленые и зеленовато-серые, либо массивные, однородные, дающие раковистый излом, либо тонкослоистые, колющиеся на остроугольные плитки	25
» 16. Кремнистые туффиты лиловато-серые. Плотные породы с нечеткой слоистостью. Излом раковистый	8
» 17. Кремнистые туффиты зеленовато-серые, переслаивающиеся с розовато-серыми	24
» 18. Кремнистые породы микрозернистые, светло-серые	28

Общая мощность турнейских отложений этого разреза — 750—800 м.

Отложения визе, связанные с породами турне постепенным переходом, представлены уже однотипными для всей Джаильминской мульды, преимущественно сероцветными терригенными породами — песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Среди них в подчиненном количестве встречаются прослои глинистых известняков и карбонатно-глинистых пород, тяготеющие главным образом к низам визейской толщи. Мощность последней определяется в 400—500 м.

Возраст устанавливается на основании немногочисленных фаунистических и флористических остатков, из которых Е. А. Соколова указала:

Posidonia becheri Broun., *Posidoniela vesusta* (Sow.) и *Lepidodendron kirghizicum* Zal.

Для иллюстрации характера визейских отложений приведем разрез по скв. 151 в районе Караджальского месторождения. Отсюда Е. А. Соколовой описаны (снизу вверх):

	Мощность, м
C_1v 1. Пачка многократно переслаивающихся глинисто-карбонатных микрозернистых пород и мелкозернистых алевролитов, обогащенных примесью тонкораспыленного углистого вещества. Изредка попадаются маломощные прослои песчанистых алевролитов. Породы местами раздроблены; обломки сцементированы гипсом. На основании литологического состава, в частности, преобладания глинисто-карбонатных пород, Е. А. Соколова относит описываемую пачку к верхнему турне	50—70
» 2. Многократное переслаивание серых алевролитов и песчаников. Мощность отдельных прослоев меняется от нескольких сантиметров до 3—5 м.	65—80
» 3. Песчаники серые, мелкозернистые, очень плотные	30
» 4. Алевролиты мелкие, углистые, содержащие растительный детритус. Характерна тонкая, очень четкая слоистость. Среди алевролитов прослой глинистого известняка в 0,5 м с фауной	4
» 5. Пачка многократно переслаивающихся мелких известковистых алевролитов светло-серого цвета, песчанистых алевролитов и углистых черных аргиллитов	100
» 6. Мелкозернистые песчаники и песчанистые алевролиты светло-серые, переслаивающиеся с темными тонкослоистыми аргиллитами. Отдельные прослои обогащены растительным детритусом и пиритизированы	40
» 7. Песчаники однообразные, серые, среднезернистые, изредка содержащие черные алевролиты мощностью 0,3 и 1,5 м	35
» 8. Алевролиты темно-серые, слоистые, с фауной	7
» 9. Песчаники серые, среднезернистые, иногда косослоистые, содержащие большое количество растительного детритуса, переслаивающиеся с маломощными прослоями черных алевролитов	12
» 10. Пачка выветрелых, разнообразных по цвету и крупности зерна терригенных пород. Наблюдается следующий порядок переслаивания:	
а) песчаники желтовато-серые, мелкозернистые	1,5
б) аргиллиты серые, дающие характерную игольчатую щебенку	0,1
в) песчаники, подобные слою 10а	0,2
г) песчаники серые, среднезернистые, с обильным растительным детритусом	0,2
д) песчаники, подобные слою 10а	2,0
е) песчаники, подобные слою 10 г	0,2
» 11. Серая рыхлая щебенка — видимо, кора выветривания по песчаникам	15,0

Таким образом, совершенно очевидно, что в пределах Джаильминской мульды отложения нижнего карбона так же как и верхнего девона (см. выше) резко изменчивы фациально. Несомненно, это связано со своеобразным структурным положением этой мульды в области шва Сасырлыкского прогиба и Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, а также активной жизнью проходящих здесь разрывных нарушений (см. гл. I).

Мийкайнарская мульда

Каменноугольные образования Мийкайнарской мульды представлены также лишь нижним отделом. Однако самые низы разреза карбона здесь отличаются от разреза Джаильминской структуры. Если в последней переход между фаменским ярусом верхнего девона и образованиями турне, представленными на большей части ее в фации рифогенных известняков с богатым комплексом фауны, был совершенно постепенен, то в пределах Мийкайнарской мульды мы встречаемся с иными соотношениями. Верхнедевонские образования выражены здесь в фации красноцветных пород—песчаники, конгломераты, подчиненные прослои кислых лав. Вверх они резко сменяются трансгрессивно налегающими морскими осадками нижнего кар-

бона. Точный возраст красноцветов из-за отсутствия фауны и флоры остается невыясненным. М. И. Александрова условно приравнивает их к аналогичным породам Чуйского геоантиклинального поднятия и считает, что они отвечают как франскому, так и фаменскому ярусам. Е. А. Соколова параллелизует их с флористически охарактеризованной пестроцветной свитой Джаильминской и Жиландинской мульд, относящейся к франскому ярусу. По ее мнению, фаменскому веку в области Мийкайнарской структуры отвечал период денудации. Кроме того, Е. А. Соколова, так же как в Джаильминской мульде, отрицает здесь присутствие слоев этрен. Нижний карбон в Мийкайнарской мульде, судя по материалам этого автора, начинается с нижнего турне, залегающего на красноцветах несогласно.

М. И. Александрова также отмечает, что отложения этрен здесь не могут быть четко выделены, тем не менее она считает возможным ставить вопрос об их существовании, основываясь на находках в низах толщи фораминифер *Endothyra mirabilis* Tschern., сходных с фораминиферами этренских слоев Новой Земли. Очевидно, окончательно этот вопрос может быть решен лишь с помощью дополнительных детальных палеонтологических исследований.

Независимо от наличия или отсутствия слоев этрен, граница между карбоном и верхним девоном в Мийкайнарской структуре является резкой, знаменуя собой смену красноцветных континентальных осадков морскими карбонатными породами.

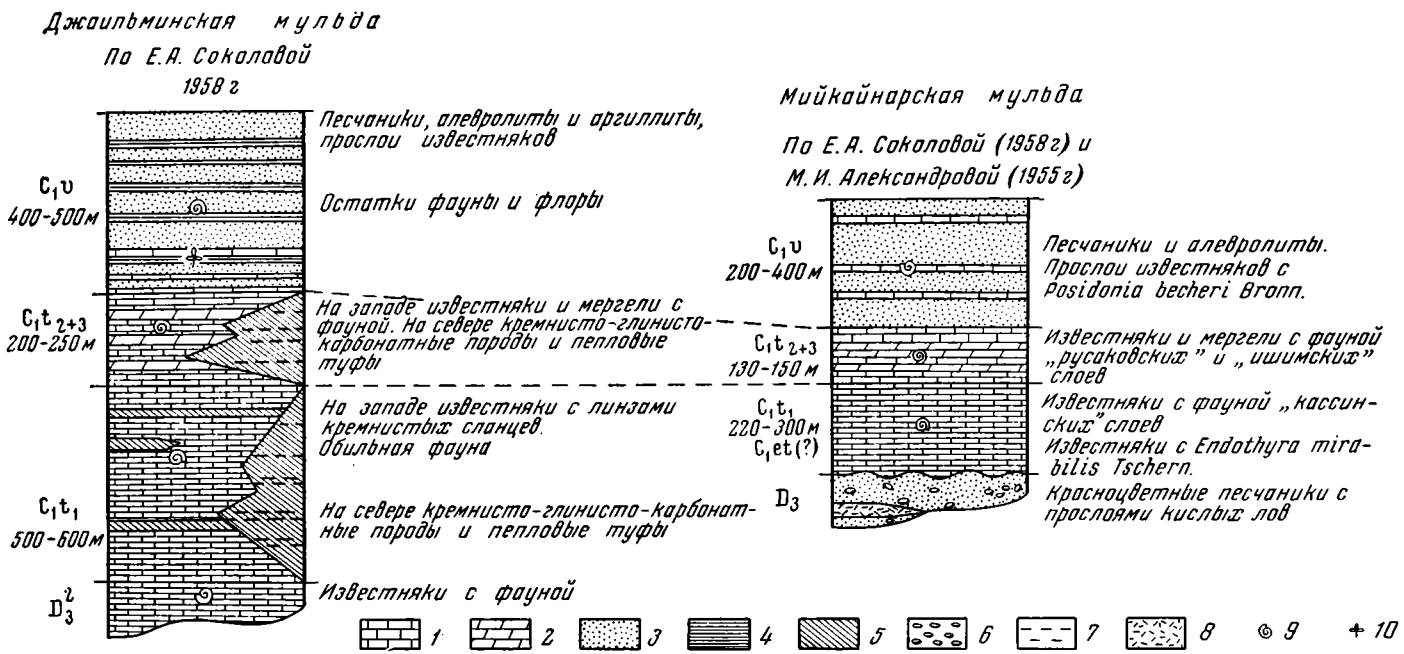
Образования турнейского яруса, согласно данным всех названных выше исследователей, могут быть подразделены на две части. Нижняя — сложена однообразными массивными толстоплитчатыми известняками рифогенного типа с обильной фауной кассинских слоев (*Spirifer incertus* Hall, *Spirifer platynotus* Well., *Brachythyris peculiaris* Schum. и др.). Мощность ее достигает 220—300 м. Верхняя — представлена розовато-желтыми, часто ноздреватыми окремненными мергелистыми породами с богатой фауной брахиопод, кораллов и мшанок (*Dictyoclostus burlingtonensis* Hall, *Dictyoclostus crawfordwillensis* Well., *Dictyoclostus deruptus* Rom., *Spirifer grimesi* Hall, *Sp. missonriensis* Schwall., *Sp. bajani* Nal. и др.). Судя по фауне, здесь наряду с формами, характерными для среднего турне (русаковские слои), наблюдаются также отдельные виды, типичные для верхней части турнейского яруса (*Spirifer bajani* Nal.).

Мощность этой верхней пачки колеблется в пределах 130—150 м.

Выше располагается толща в основном терригенных пород, представленная чрезвычайно однообразными песчаниками и алевролитами. Наибольшее распространение здесь имеют полимиктовые песчаники, а также известковистые, реже углистые алевролиты. В подчиненном количестве встречаются прослои маломощных известняков. В одном из таких прослоев Е. А. Соколова собрала фауну, среди которой В. Н. Крестовниковым определена *Posidonia* ex gr. *becheri* Bronn. Наличие ее указывает на визейский возраст толщи.

Мощность визе может быть дана лишь ориентировочно, так как точному определению ее мешает мелкая складчатость и гофрировка развитых здесь пород (см. гл. I). Приблизительно она составляет 200—400 м.

Если мы сравним отложения карбона Джаильминской и Мийкайнарской структур (фиг. 93), то увидим, что в целом они имеют между собой много общего. Различен лишь контакт каменноугольных отложений с девонскими образованиями, в одном случае резко трансгрессивный (Мийкайнарская мульда), в другом характеризующийся постепенным переходом (Джаильминская мульда). Особо стоит также разрез северного крыла Джаильминской структуры (район Караджальского месторождения), своеобразие которого вызвано тектоническими причинами, а именно — приуроченно-



Фиг. 93. Сопоставление разрезов нижнекаменноугольных отложений Сасырлыкского прогиба:

1 — известняки; *2* — мергели; *3* — песчаники, алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — кремнистые сланцы; *6* — галечники, конгломераты; *7* — туффиты и пепловые туфы; *8* — кислые лавы; *9* — фауна; *10* — флора

стью его к подвижной, активно проявлявшей себя зоне Атасуйского разлома. Несколько варьируют мощности накапливающихся в этих структурах осадков, причем в Джаильминской мульде они, как правило, больше. В остальном разрезы близки и почти идентичны.

Прибалхашский прогиб

В пределах Прибалхашского прогиба наблюдается целая цепь структур, выполненных каменноугольными образованиями, залегающими трансгрессивно и несогласно на породах девона и силура (см. фиг. 1). Это, прежде всего, крупная Кызылкингирская структура, расположенная к юго-востоку от нее Каргабулакская мульда, а также Акжар-Сарытумская, Кашкантенизская и Каракамысская мульды, тяготеющие уже к западному побережью оз. Балхаш. Все названные структуры имеют много общего в своем строении, поэтому мы позволим себе разобрать разрезы только некоторых из них.

Кызылкингирская мульда

Представляет собой крупную, сложно построенную структуру, выполненную образованиями нижнего карбона и расположенную в крайнем северо-западном углу Прибалхашского прогиба. По данным Э. К. Вильцинга и И. Т. Серебряковой, наиболее полный разрез, прослеженный ими на южном крыле мульды, имеет следующий характер.

Выше толщи кислых эффузивов среднего девона, по Э. К. Вильцингу, несогласно залегают:

		Мощность, м
$D_3 - C_1t_1$	1. Конгломераты среднегалечниковые с галькой преимущественно эффузивов, достигающей 7—8 см	45—50
»	2. Песчаники светло-вишневые, полимиктовые, средне- и мелкозернистые. Они переслаиваются с известняками, образующими среди них 6 пластов. Известняки массивные, темно-серые и зеленовато-серые, плитчатые. Местами встречаются также прослои красновато-желтых глин	90—100
»	3. Чередование тонко рассланцованных зеленовато-серых и фиолетовых тонкозернистых песчаников	30
$C_1t_2 + t_3$	4. Окремнелые мергели желтовато-розовые, с обильной фауной (*Productus ischimicus* Litw., *Pr. burlingtonensis* var. *djidensis* Nal., *Pr.* (*Buchtonia*) *dengisi* Nal., *Dictyoclostus deruptus* Rom., *D.* ex gr. *viminalis* White, *Chonetes* aff. *kingirica* var. *transversa* Nal., *Spirifer doinoni* Nal., *Sp. grimesi* Hall, *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *Brachythyris suborbicularis* Hall, *Athyris lamellosa* l'Ev. и др.), позволяющей отнести их к среднему и верхнему турне	20—50
»	5. Песчаники среднезернистые, темные, фиолетово-бурые	30
»	6. Мергели, подобные слою 4, с аналогичной фауной	60
»	7. Песчаники серые, известковистые, с фауной пелеципод	400
C_1v_1	8. Песчаники зеленые, крупно- и среднезернистые, с подчиненными прослоями кремнистых сланцев	600
C_1v_2	9. Чередование грубозернистых песчаников и галечников	100

Общая мощность нижнего карбона Кызылкингирской мульды, по данным Э. К. Вильцинга и И. Т. Серебряковой, достигает 1800—2000 м.

Что касается возрастного подразделения приведенного разреза, то нижние горизонты его (слои 1, 2, 3) фауны не содержат и отнесены авторами к переходным от девона к карбону слоям ($D_3 - C_1t_1$) чисто условно. Залегающая выше пачка окремнелых мергелей (слои 4, 5, 6, а также, видимо, 7) на основании фауны помещается ими в средне- и верхнетурнейские толщи. Наконец, вышележащая толща песчаников и галечников условно относится к визейскому ярусу и также условно подразделяется на нижне- и верхневизейские толщи.

Несколько иначе трактовали разрез карбона Кызылкингирской мульды В. А. Шурыгин и М. Г. Попов, работавшие на ряде каменноугольных структур Прибалхашского прогиба в 1948 г. На основании горных выработок и естественных обнажений они составили ряд разрезов на южном и северном крыле мульды, а также сводный разрез последней, который представляется в следующем виде:

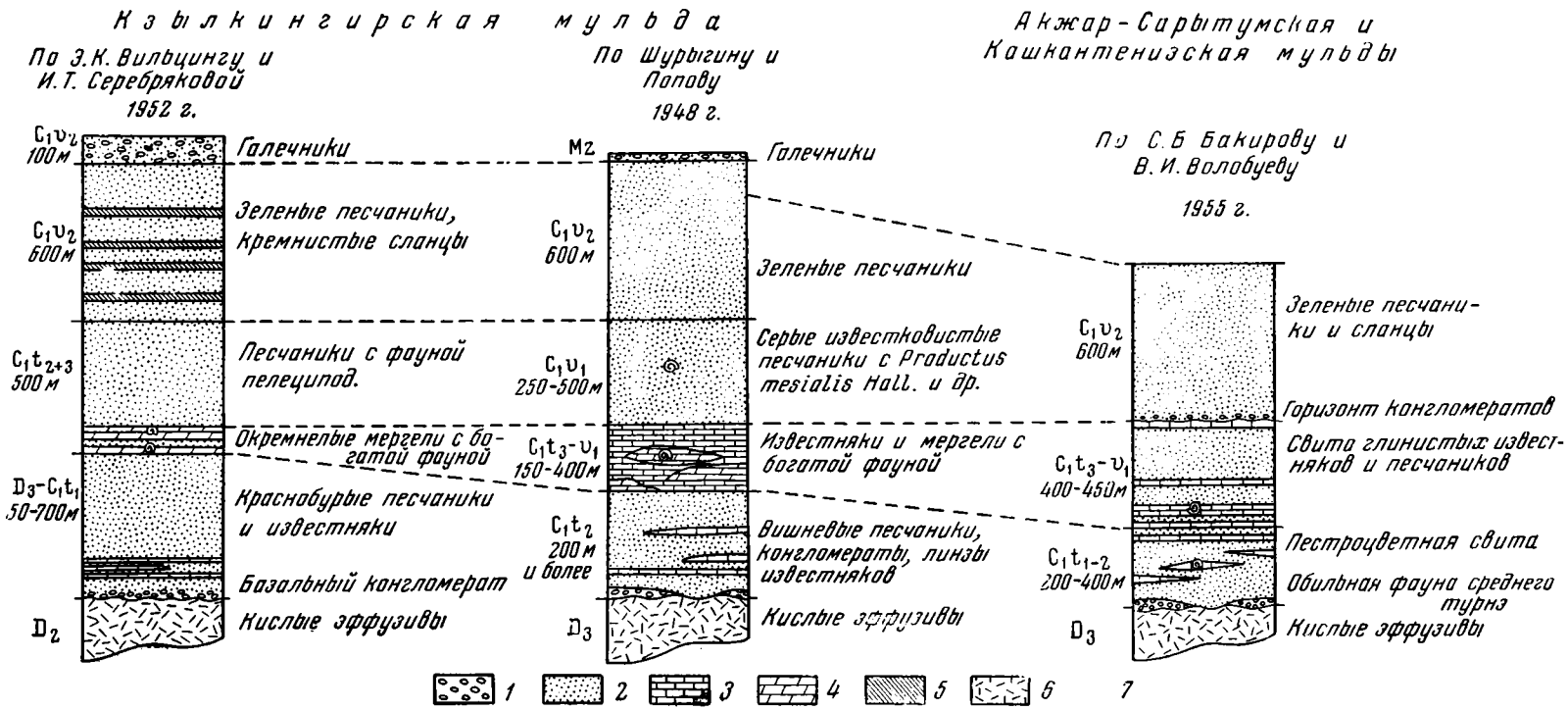
На кислые лавы верхнего девона, а местами прямо на силур ложатся:

		Мощность, м
$C_1t_1 — t_2$	1. Песчаники вишнево-фиолетовые, с линзами среднегалечниковых конгломератов, с галькой, достигающей 7—8 см. Выше встречаются прослои известняков мощностью от 10 до 45 м	200 и выше
$C_1t_3 — v_1$	2. Окремнелые известняки желтовато-розовые, с линзами светлых мергелей, содержащие фауну *Productus magnus* M. W., *Pr.* (*Buchtonia*) *scabriculus* M a r x., *Pr.* (*Dictyoclostus*) *vanghani* M. W., *Pr.* (*Dictyoclostus*) *burlingtonensis* H a l l, *Pr.* (*Dictyoclostus*) *crawfordvillensis* W e l l., *Pr.* aff. *rotundus* G r u v., *Spirifer grimesi* H a l l, *Leptaena analoga* P h i l l., *Brachythyris* cf. *suborticularis* H a l l, *Athyris* cf. *maxima* M c C h e s., *Chonetes chingirica* N a l., *Ch. dalmania* R o m. и др. (Определение Э. М. Падве). Кораллы, мшанки, трилобиты	190—400
C_1v_1	3. Горизонт известковистых песчаников светло-серых и серых, с пелециподами и гастроподами, а также с *Productus* ex. gr. *mesialis* H a l l	250—500
C_1v_2	4. Полимиктовые песчаники зеленые, мелко-, реже среднезернистые, с пропластками грубозернистых в верхах свиты	600
Mz	5. В центральной части мульды нижнекаменноугольные отложения перекрыты маломощным плащом слабо сцементированных галечников	5—21

Таким образом, мы видим, что разрезы Кызылкингирской мульды, составленные этими авторами, почти идентичны (фиг. 94). Однако оценка возраста, даваемая ими, резко расходится. Во-первых, по-разному определяется возраст фаунистически охарактеризованной пачки окремнелых мергелей, которая на основании определений фауны, произведенных Э. М. Падве, В. А. Шурыгиным и М. Г. Поповым, относится к верхам турне — низам визе, Э. К. Вильцингом же и И. Т. Серебряковой целиком помещается в турнейский ярус ($C_1t_2 + t_3$). При этом эти авторы к турне относят также пачку серых песчаников с оставшимися не определенными пелециподами. В. А. Шурыгин и М. Г. Попов относят эту пачку уже к нижнему визе в связи с находкой в ней, кроме пелеципод, *Productus mesialis* H a l l. Соответственно иначе датируется возраст и вышележащей терригенной толщи. Э. К. Вильцинг и И. Т. Серебрякова подразделяют последнюю на две части, нижняя из которых относится к нижнему, верхняя — к верхнему визе. В. А. Шурыгин и М. Г. Попов также выделяют две резко различные части среди вышележащих осадков. Однако лишь нижняя из них относится ими к карбону (C_1v_2), верхняя же уже считается мезозойской. Это доказывается проведенными здесь горными работами, которые отчетливо показали, что галечники встречаются не в разрезе нижнего карбона, а лежат на размытой поверхности визе. Этот вывод кажется нам совершенно справедливым, так как в районе, расположенном непосредственно к югу от Каргабулакской мульды, аналогичные галечники также широко развиты; они были нами закартированы и отнесены к мезозою (Маркова, 1958).

Акжар-Сарытумская и Кашкантенизская мульды

Сведения о каменноугольных отложениях этих структур, располагающихся близ юго-западного побережья оз. Балхаш, мы находим в ряде работ. В 1955 г. этот район был детально закартирован С. Г. Бакировым и В. И. Валобуевым, которые дали наиболее обоснованный разрез развитых здесь образований.



Фиг. 94. Сопоставление разрезов нижнекаменноугольных отложений Прибалхашского прогиба:

1 — галечники, конгломераты; *2* — песчаники, алевролиты; *3* — известняки; *4* — мергели; *5* —кремнистые сланцы; *6* — кислые эффузивы; *7* — фауна

В связи с однотипностью строения нижнекаменноугольных осадков Акжар-Сарытумской и Кашкантенизской мульд эти авторы дали общий сводный разрез последних, который кратко сводится к следующему.

Нижнекаменноугольные отложения, трансгрессивно и несогласно залегающие на вулканогенных образованиях девона, местами силура (см. фиг. 94 и 85), начинаются здесь с пестроцветной свиты известняково-песчанистых пород нижнего и среднего турне (C_1t_1 — t_2), разрез которой выглядит следующим образом:

		Мощность, м
C_1t_1 — t_2	1. Не всегда выдержанный, местами отсутствующий горизонт конгломератов с гальками нижележащих пород	2—40
»	2. Песчаники лиловые, связанные постепенным переходом с конгломератами, с одной стороны, и вышележащим слоем, с другой	до 20
»	3. Алевролиты лиловые и красно-бурые (в Акжар-Сарытумской мульде) и фациально замещающие их песчаники (в Кашкантенизской структуре)	20—30
»	4. Пачка переслаивания лилово-бурых алевролитов и алевропелитов с известняками, образующими среди них от трех до пяти пластов мощностью по 2—5 м	20—40

В двух нижних пластах известняков (рудной пачке) Акжар-Сарытумской структуры найдены *Chaetetes radians* F i s c h., указывающие на принадлежность ее к C_1.

В Кашкантенизской мульде описываемая пачка представлена песчанистыми ракушняками (северо-восточное крыло) или же песчаниками с линзами «почковидных» известняков (юго-восточное крыло). В ракушняках собрана фауна среднего турне, определенная М. С. Быковой (*Spirifer* ex gr. *tornacensis* R o n., *Sp. incertus* H a l l, *Productus fernglenensis* W e l l., *Martinopsis* sp., *Martinia bublichenke* S i m., *Camarotoechia rowleyi* W e l l.).

		Мощность, м
C_1t_1 — t_2	5. Алевролиты лиловые	20—40
»	6. Песчаники пестроцветные, внизу зеленые, вверху лилово-бурые	100—200

Общая мощность пестроцветной свиты турне 200—400 м, причем меньшие мощности характерны для Кашкантенизской структуры, где к тому же в разрезе свиты преобладают более грубозернистые породы; алевролиты и алевропелиты отсутствуют [1].

Возраст пестроцветной свиты С. Б. Бакиров и В. И. Волобуев принимают как нижне-среднетурнейский на основании найденной в ней фауны, а также согласного перекрытия ее вышележащей свитой верхов турне — низов визе.

Залегающая выше свита глинистых известняков и песчаников является прекрасным маркирующим горизонтом и образует ряд четких гряд, резко обрывающихся, с одной стороны, и полого погружающихся под вышележащие осадки, с другой, и напоминающих квесты. С. Г. Бакиров дает следующий сводный разрез этой свиты, характерный для Акжар-Сарытумской и Кашкантенизской мульд, который мы позволим себе привести (снизу вверх):

		Мощность, м
C_1t_3 — v_1l	Глинистые известняки грязно-серые, палевые и желтоватые, сильно окремненные, плитчатые, с обильной фауной: *Spirifer* (*Lytha*) cf. *plenus* H a l l, (*Reticularia* cf. *pseudolineata* H a l l.), *Spirifer* sp., *Productus de- ruptus* R o m., *Chonetes ischimica* N a l., *Tylothyris* cf. *laminosus* M c C o y, *Rugosa* indet., *Caninia* cf. *spuniosa*, *Zaphrentis* sp., *Gastropoda* indet., *Chonetes*	

[1] По данным С. Г. Токмачевой и Л. Я. Палец, среди пестроцветов Кашкантенизской мульды встречаются также редкие горизонты туфов кислого состава.

		Мощность, м
	chingirica N a l., *Leptaena analoga* P h i l l., *Brachythyris suborticularis* H a l l, *Productus burlingionensis* H a l l, мшанки, гониатиты. По мнению М. С. Быковой, определявшей фауну, список найденных форм указывает на верхи турнейского — низы визейского яруса. Горизонт выдержан не всюду	5—15
C_1t_3—v_1	2. Полевошпатово-кварцевые песчаники, серые и желтоватые, светлые, массивные, с кремнистым цементом	10—15
»	3. Второй горизонт глинистых известняков красноватых, желтых, палевых, окремненных, переслаивающихся с песчаниками. Известняки толстоплитчатые и состоят из чередования пропластков, лишенных фауны и переполненных ею. Здесь встречены те же формы, что и указанные выше, за исключением кораллов	50—60
»	4. Песчаники розовато-коричневые, мелкозернистые, плитчатые . . .	30
»	5. Песчаники желтые, серые, разнозернистые, полимиктовые	50
»	6. Два пласта темно-серых, почти черных алевритистых известняков, разделенных пачкой песчаников. В известняках отпечатки флоры *Pteridorachis* sp. (определение М. А. Сенкевич) и остатки фауны *Chonetes ischimica* N a l., *Bellerophon* sp., *Pelecypoda* indet. Известняки с тонкой (2—3 мм) параллельной слоистостью. Мощность каждого пласта по 1,0 м. Мощность разделяющих песчаников — 20 м . .	22
»	7. Песчаники зеленые зеленовато-серые, желтовато-серые, в основном грубозернистые, полимиктовые, с известково-глинистым и серицито-хлорито-кремнистым цементом	250
»	8. Разрез заканчивает пачка, состоящая из трех-четырех пластов конкреционных известняков серого цвета, разделенных песчаниками, подобными описанным в слое 7. Конкреции радиально-лучистого строения, диаметром обычно в 2—3 см, образуют почковидные агрегаты	20—25

Общая мощность свиты глинистых известняков и песчаников, относимой С. Г. Бакировым на основании найденной в ней фауны к верхам турне — низам визе,— 400—450 м [1].

Венчается разрез карбона в описываемых мульдах свитой зеленых песчаников и сланцев, выполняющей центральную часть этих структур.

В основании ее располагается маломощный горизонт конгломератов (мощностью 10—12 м) с галькой известняков из нижележащих свит, а также гранитов, эффузивов и других пород. Выше следуют грубозернистые полимиктовые песчаники, затем сменяющиеся пачкой зеленых, серых и вишневых средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников и сланцев.

Общая мощность свиты около 600 м. Возраст ее С. Г. Бакиров принимает как верхневизейский на основании налегания на породах известняково-песчаниковой свиты отложений турне — визе [2].

Таким образом, сравнивая разрезы каменноугольных отложений всех рассмотренных выше мульд Прибалхашского прогиба, мы видим, что они построены по одному и тому же плану. Легко сопоставимы все наблюдающиеся здесь толщи и свиты. Несомненно, что горизонт окремненных известняков, содержащих однотипный список ископаемых, представляет собой единый горизонт, прекрасно выраженный во всех мульдах и являющийся маркирующим. Различная возрастная индексировка его, принимаемая разными авторами ($C_1t_2 + t_3$ и C_1t_3 — v_1), зависит лишь от той стратиграфической схемы, которой придерживался определявший фауну палеонтолог.

Сравнивая каменноугольные отложения Прибалхашского прогиба с одновозрастными образованиями Сасырлыкской структуры, можно наметить некоторые отличия их друг от друга. Заметно отличаются нижние

[1] Дополнительные сборы фауны позволили С. Г. Токмачевой и Л. Я. Палец отделить верхнетурнейские отложения от нижнего визе. Одновременно эти авторы устанавливают несколько бо́льшую мощность верхнетурнейской толщи — 160 м, нижневизейской — до 400 м.

[2] По данным С. Г. Токмачевой и Л. Я. Палец, в Кашкантеннзской структуре М. А. Сенкевич собрала фауну, указывающую на наличие здесь среднего и верхнего визе.

части разрезов в Сасырлыкском прогибе, как правило, выраженные сплошной толщей рифогенных известняков, в Прибалхашском — преимущественно терригенными образованиями, содержащими лишь отдельные горизонты и линзы карбонатных пород (турнейский ярус). Выше своеобразие фаций этих двух прогибов постепенно нивелируется, и в визейское время здесь откладывается уже более или менее однотипная толща терригенных осадков.

АТАСУ-МОИНТИНСКОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

В пределах Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия образования карбона развиты слабо. Они известны здесь лишь в так называемой Сарыбулак-Чажагайской зоне разломов, а также в Беркутинской и Ортавской мульдах.

Сарыбулак-Чажагайская зона разломов

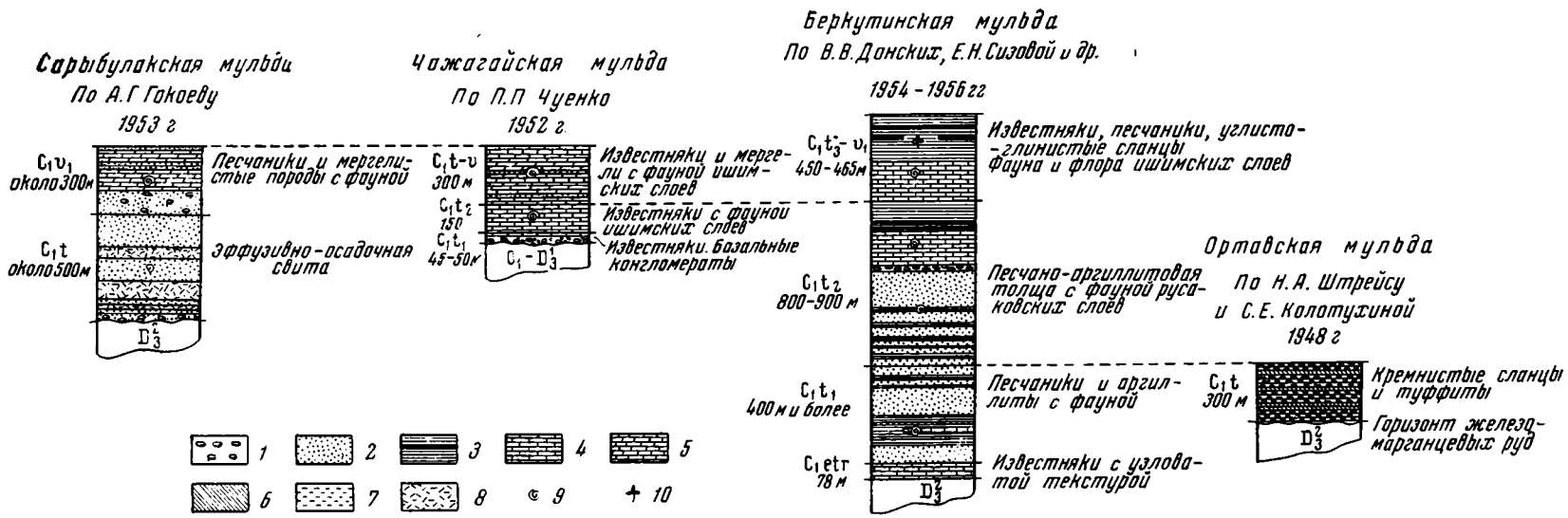
Сведения о каменноугольных отложениях этой структуры мы находим в работах А. Г. Гокоева и Н. М. Чабдарова, а также П. П. Чуенко. Интересно, что образования этого возраста здесь крайне не выдержаны и меняют свой состав и облик на коротких расстояниях. Так, в пределах Сарыбулакской мульды (фиг. 95), по данным первых двух исследователей, разрез карбона имеет следующий характер:

		Мощность, м
C_1t	1. На образованиях фаменского яруса верхнего девона располагается толща эффузивно-осадочных пород турне, представленная песчаниками и известняковыми песчаниками с горизонтами кислых эффузивов и их туфов (альбитофиров и кварцевых порфиров). В известняковых песчаниках найдена плохой сохранности фауна, из которой определены: *Productus* sp., *Spirifer kasak* Nal, *Sp. sibiricus* Leb.	500
C_1v_1	2. Песчаники, конгломерат-песчаники и мергелистые породы с редкой фауной, представленной преимущественно мшанками	300

В небольшой Чажагайской мульде, расположенной непосредственно к югу (см. фиг. 95), разрез каменноугольных образований уже существенно иной. По А. Г. Гокоеву и П. П. Чуенко, на образованиях ордовика, частично девона, здесь располагаются:

		Мощность, м
C_1t_1	1. Базальные конгломераты	25
»	2. Известняки темные, с маломощными прослоями песчаников . . .	17
C_1t_2	3. Известняки с фауной среднего турне: *Spirifer tornacensis* Kon., *Productus* (*Dictyoclostus*) *burlingtonensis* Hall, *Rhipidomella michelini* l'Ev., *Chonetes* ex gr. *hardrensis* Phill., *C. kingirica* Nal., *Retzia sexplicata* M. W., *Brachytyris* cf. *ranovensis* Hall, *Fenestella* cf. *multispinosa* Ulr., *F.* cf. *triseriosis* Ulr., *Polypora* cf. *karagandensis* Nekh., *Sulcoretepora* ex gr. *murensis* Nekh.	150
$C_1t_3 — v_1$	4. Известняковые песчаники, известняки и мергели с обильной фауной верхов турне—низов визе: *Spirifer biplicatus* Hall, *Sp. laminosa* McCoy, *Sp. forbesi* N. et Pr., *Productus* (*Dictyoclostus*) *burlingtonensis* Hall, *Pr. dengisi* Nal., *Chonetes ischimica* Nal., *Ch. kingirica* Nal., а также *Fenestella* ex gr. *rudis* Ulr., *F.* aff. *nodorsalis* Ulr., *F.* cf. *bangae* Bolch., *F. multispinosa* Ulr. . .	300

Возраст двух верхних горизонтов охарактеризован фаунистически, два нижних отнесены к нижнему турне условно. А. Г. Гокоев считает, что здесь возможно присутствие также слоев этрен, П. П. Чуенко исключает их из разреза.



Фиг. 95. Сопоставление разрезов каменноугольных отложений в пределах Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия:

1 — конгломераты и конгломерат-песчаники; *2* — песчаники, алевролиты; *3* — аргиллиты, глинистые и углистые сланцы; *4* — известняки; *5* — мергели; *6* — кремнистые сланцы; *7* — туффиты; *8* — кислые эффузивы; *9* — фауна; *10* — флора

Судя по материалам В. В. Донских, Е. Н. Сизовой и др., здесь среди образований нижнего карбона могут быть выделены как слои этрен, так и отложения турнейского и визейского ярусов. Кратко разрез их может быть представлен следующим образом.

На образованиях фаменского яруса верхнего девона, охарактеризованных фаунистически, залегают:

	Мощность, м
C_1etr I. Известняки тонкослоистые, серые и светло-серые, с кремнистыми прослоями и стяжениями, обусловливающими проявление узловато-слоистой текстуры	78
C_1t_1 II. Толща песчаников, туфогенных песчаников и аргиллитов темно-серого цвета, меняющая свою мощность и состав на коротких расстояниях. В районе гор Кара-Шоко разрез ее представляется в следующем виде:	
» 1. Переслаивание песчаников темно-серых, тонко- и грубозернистых, с раковистым изломом	58
» 2. Песчаники черные, чередующиеся со светлыми, известковистыми	45
» 3. Аргиллиты пестроокрашенные, тонкослоистые. В тонких известковистых прослоях найден ракушняк с фауной плохой сохранности	16
» 4. Аргиллиты с прослоями известняков	112
» 5. Песчаники темно-серые, тонкополосчатые	68
» 6. Брекчия, состоящая из обломков черных и темно-серых песчаников, сцементированных кремнистым веществом	4
» 7. Песчаники пестроокрашенные, грубозернистые, с прослоями черных и темно-серых сланцев	113

Общая мощность разреза 417 м.

В западном направлении мощность толщи значительно увеличивается и в ней появляется примесь пирокластического материала, ввиду чего здесь появляются туфогенные песчаники и туффиты.

Вышележащие образования турнейского яруса, относимые авторами к русаковским слоям (C_1t_2), развиты в другом тектоническом блоке и непосредственного налегания их на нижнетурнейские отложения не наблюдалось. Здесь В. В. Донских и Е. Н. Сизова описали монотонную песчано-аргиллитовую толщу, подробный разрез которой прослежен в горах Аксарны и представляется в следующем виде:

	Мощность, м
C_1t_2 1. Переслаивание черных тонкоплитчатых аргиллитов с серыми песчаниками	300
» 2. Песчаники черные, иногда содержащие редкую гальку	146
» 3. Конгломераты мелкогалечные	39
» 4. Песчаники светло-серые, очень плотные	53
» 5. Аргиллиты черные, мелкозернистые, с прослоями песчаников	65
» 6. Известняки темно-серые, тонкослоистые	25
» 7. Известняки светло-серые и серые, с фауной *Spirifer plenus* Hall, *Camarothoechia* sp., *Fenestella* ex gr. *ovicella tacformis* Nech.	162
» 8. Сланцы темно-серые, углистые	75
» 9. Сланцы черные и темно-серые, с *Lepidodendron spetsbergense* Nath., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeil., *Archeocalamites radiatus* Brongn	86

Общая мощность разреза 898 м.

Непосредственно выше в горах Аксарлы залегают:

	Мощность, м
$C_1t_3 — v_1$ 1. Известняки темно-серые и серые, слоистые, с тонкими прослоями песчаников с *Spirifer plenus* Hall, *Camarathoechia* sp.	200
» 2. Сланцы углисто-глинистые, с растительными остатками, из которых определены *Lepidodendron spitsbergense* Nath., *Asterocalamites radiatus* Brongn.	265

Общая мощность ишимских слоев 450—465 м.

На этом разрез нижнекаменноугольных отложений Беркутинской мульды заканчивается. Что касается возраста выделенных здесь пачек и свит, то следует отметить следующее. Слои этрен, не содержащие ископаемых, выделяются авторами условно. Нижнетурнейский возраст вышележащей пачки пород, содержащей фауну плохой сохранности, обосновывается главным образом положением ее в разрезе. Наконец, две верхние толщи, относимые авторами к среднему турне, к так называемым ишимским слоям, охарактеризованы фауной и флорой, и возраст их сомнений не вызывает.

Общая мощность карбона Беркутинской мульды достигает 1850 м.

Ортавская мульда

В пределах этой структуры на основании данных Н. А. Штрейса и С. Е. Колотухиной (1948), в 1957 г. подтвержденных Г. И. Бедровым, на известняках фаменского яруса с размывом залегают образования так называемой успенской свиты. В основании ее обычно прослеживается очень характерный горизонт, состоящий из неправильной формы желваков и стяжений железо-марганцевых руд.

Наиболее полно характер пород успенской свиты изучен на северо-западном склоне сопки Иштага, откуда Н. А. Штрейс и С. Е. Колотухина приводят следующий разрез (снизу вверх):

C_1t 1. Кремнистые туффиты, темно-серые, почти черные.
» 2. Туффиты светло-серые, тонкополосчатые.
» 3. Кремнистые сланцы тонкослоистые, желтовато-серые.
» 4. Туффиты белые, тонкослоистые.
» 5. Кремнистые сланцы светло-серые.
» 6. Туффиты красновато-серые.
» 7. Туффиты сероватые, мелкозернистые.

Общая мощность 300.

Характер разреза меняется как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, однако для данной свиты всюду характерна частая перемежаемость тонкослоистых серых и черных тонов кремнистых сланцев и туффитов. Возраст толщи определяется по аналогии с разрезом Кайрактинской мульды, где была найдена фауна турне (кассинские слои).

Подводя итог всему, что сказано о каменноугольных отложениях Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, необходимо отметить следующее. Образования каменноугольной системы представлены здесь только нижним отделом, причем наиболее широко развит турнейский ярус, в ряде разрезов подразделенный более дробно. В некоторых мульдах значительное развитие получают эффузивные и пирокластические образования (см. фиг. 95), в других главная роль принадлежит карбонатным породам, в третьих — кремнисто-глинистым осадкам. Таким образом, в пределах интересующей нас структуры наблюдается весьма резкая фациальная изменчивость отложений карбона, в свое время отмеченная в работе С. Е. Колотухиной (1948) и несомненно связанная с тектоническим устройством этой области

Если мы теперь сравним каменноугольные отложения всех описанных выше крупных структурных элементов Бет-Пак-Далы, то увидим еще бо́льшую пестроту и изменчивость разрезов их. Прежде всего обращает на себя внимание почти полное отсутствие образований этого возраста в центральной полосе, в которую входят территории Джалаир-Найманского и Сарытумского грабенов, Джильтавской глыбы, а также Бурунтавского геоантиклинального поднятия. Лишь на крайнем юго-востоке этой зоны мы встречаемся с мощными эффузивными накоплениями, условно отнесенными к карбону, в остальной же части ее карбон, как правило, отсутствует или

определен ничтожными по мощности разрезами (150—200 м), приуроченными к мелким наложенным структурам (мульда Кокэспэ).

К югу и северу от центральной полосы образования карбона существенно иные и отличаются от нее как полнотой разрезов, так и мощностями. Действительно, в области Чуйского геоантиклинального поднятия мы встречаемся со всеми тремя отделами системы, мощность которых в некоторых мульдах превышает 4000 м. На севере (область Прибалхашского и Сасырлыкского прогибов, а также Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия), как правило, развит лишь нижний отдел, представленный пестрым комплексом пород с резко варьирующими мощностями.

Таким образом, создается впечатление, что хотя каменноугольный бассейн и покрывал значительные площади на территории Бет-Пак-Далы, о чем говорит широкое распространение осадков этого возраста, представленных преимущественно в фациях открытого моря, тем не менее разнобой в мощностях и полноте разреза отдельных участков указывает на то, что в это время здесь существовал уже ряд локальных впадин, развитие которых шло независимо друг от друга.

ПЕРМО-КАРБОН И НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Образования пермо-карбона и перми развиты в Бет-Пак-Дале чрезвычайно слабо и практически почти отсутствуют. Мы знаем лишь два пункта в пределах этой обширной территории, где могут быть выделены образования интересующего нас возраста. Первый приурочен к крайней юго-западной окраине Бет-Пак-Далы. Здесь, в районе Кемпир-Такыра (в 40 км к юго-западу от родника Тасбулак) Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская (1948) описали серые известняки мощностью до 30 м, выше сменяющиеся очень плотными микрозернистыми известняками с опоковидным изломом. Указанная известняковая пачка согласно располагается на обломочных породах Джезказганской свиты C_2 — C_3 и прикрыта горизонтально лежащим плащом мезозоя. Возраст толщи устанавливается путем сопоставления с фаунистически охарактеризованными породами нижней перми в низовьях рек Каракингир и Сарысу, где развиты аналогичные опоковидные и микрозернистые известняки.

Второй пункт развития образований условной перми или пермо-карбона приурочен к области Джильтавской глыбы. Здесь ими выполнена Ащисайская наложенная мульда и наблюдающиеся к востоку от нее также наложенные структуры, несогласно располагающиеся на образованиях докембрия и девонских гранитоидах. Судя по данным И. В. Хохлова и З. И. Мининой, а также И. В. Хохлова и Л. П. Зоненшайна, здесь развиты главным образом кислые лавы (альбитофиры, кварцевые порфиры), их туфы и туфолавы. В подчиненном количестве наблюдаются порфириты (пироксеновые и роговообманковые), их туфы, а также туфоконгломераты и туфопесчаники.

Указанные образования, имеющие мощность около 600—700 м, перекрыты породами мезозоя. Возраст их определяется путем параллелизации с аналогичными образованиями Илийского бассейна, где В. Я. Гриневым в сланцевых прослоях собрана пермская флора. Однако И. В. Хохлов считает, что нижние горизонты описанной эффузивной толщи могут относиться еще к карбону, принимает условный пермо-карбоновый возраст ее.

ИНТРУЗИИ ГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Среди интрузий герцинского цикла в пределах Бет-Пак-Далы отчетливо выделяется два разновозрастных комплекса раннегерцинские[1] (γ_5) и позднегерцинские (γ_6).

---

[1] Следует отметить, что в монографии «Палеозойские интрузивные комплексы Бет-

Раннегерцинские гранитоиды (γ_5). К этой группе мы относим массивы: Булаттавский, Каиб, Тюкен, Каракамысский, Джалгизский, Хантау, Коскабай, Шольадыр, Кылчинский, Кособа, Матуртюбек, Сайсу и под некоторым вопросом массивы Курманчите, Ортау, Космурун, Сарытау и Кызылтау. О массиве Курманчите сведения крайне скудны и решить уверенно вопрос о его возрасте не представляется возможным. Относительно четырех последних массивов имеются разноречивые данные, указывающие на то, что они могут быть отнесены и к раннегерцинскому и к позднегерцинскому циклам. Так как мы их не изучали и не имеем по ним собственного материала, то возраст их определен условно.

Гранитоиды раннегерцинского комплекса имеют в пределах Бет-Пак-Далы чрезвычайно широкое распространение. При этом массивы их достигают весьма значительных размеров — Каибский имеет площадь 85 × 40 км, Булаттау — 80 × 30 км и т. д. В результате, как это видно из карты (см. фиг. 1), ими заняты колоссальные пространства.

В структурном отношении эти массивы приурочиваются главным образом к территории Джильтавской глыбы, Бурунтавского и Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий, а также к области Западнобалхашского геосинклинального прогиба (см. фиг. 70). Чуйская глыба и значительная часть центрального грабена лишены интрузивных проявлений рассматриваемого возраста.

Обращает на себя внимание приуроченность главной массы гранитоидов раннегерцинского комплекса к районам, рассеченным разломами глубокого заложения. Так, к участку, прорезанному с одной стороны краевым разломом центрального грабена, с другой — системой дизъюнктивных нарушений Джильтавской глыбы и северо-восточного борта Бурунтавского геоантиклинального поднятия приурочены массивы Каскабай, Джилгизский, Каракамысский, Каиб, Тюкен и Майтюкен. В целом получается широкая, ориентированная в северо-западном направлении полоса, интенсивно прорезанная телами гранитоидов. Вторая такая полоса или зона проницаемости, простирающаяся уже в северо-восточном направлении, намечается вдоль линии погребенного разлома, прослеживающегося от области Чуйской глыбы далее на северо-восток. С ней связаны массивы Булаттавский и Матуртюбек. Наконец, третья зона проницаемости, вновь имеющая северо-западное направление, отвечает участку между Атасуйским глубинным разломом и разломом, рассекающим Мийкайнарскую мульду. К этой зоне приурочен Кылчинский массив и ряд мелких тел, протягивающихся полосой на юго-восток от него и не имеющих самостоятельных названий. Таким образом, связь интрузивов раннегерцинского комплекса с тектонически подвижными участками, интенсивно рассеченными глубинными разломами, намечается совершенно отчетливо, так же как это имело место для более древних интрузий.

Что касается формы массивов, то следует отметить, что среди них наблюдаются как секущие, так и согласные тела. Несомненно, к секущим относятся массивы: Каиб, Тюкен, Булаттау, Матуртюбек, Сарытау и Кызылтау, ориентированные под острым углом к складчатости вмещающих пород. Напротив, Кылчинский массив, так же как Ортау и Космурун, имеют согласное с кровлей простирание. Вертикальная мощность интрузивов рассматриваемой группы не очень велика. Согласно данным геофизиков, она не превышает величины 3—4 км.

Очертания массивов обычно изометричны, тем не менее в ряде случаев можно говорить о том, что форма их обусловлена разломами. Так, В. С. Коп-

---

Пак-Далы» В. С. Коптев-Дворников переименовал гранитоиды раннегерцинского цикла в среднегерцинские. Поскольку в статье 1956 г. они были уже описаны нами под именем раннегерцинских, мы считаем возможным сохранить за ними то же название.

тев-Дворников и др. (1960), подробно рассматривая Каибский массив, приходят к выводу о том, что близкая к ромбоидальной форма его зависит от сочетания разломов северо-западных и северо-восточных румбов. Разломы эти прослеживаются во вмещающих породах, сказываются на простирании жильной серии и зон окварцевания, вообще красной нитью проходят через всю жизнь массива. Несомненно, что формирование камеры интрузива было обусловлено вертикальным перемещением блоков вмещающих пород.

Обращает на себя внимание также весьма четкая широтная ориентировка некоторых интрузивных тел и целых групп их (см. фиг. 70). Это наводит на мысль о том, что при подъеме гранитной магмы широтные разломы играли значительную роль.

Таким образом, не только территориальное расположение интрузивов раннего герцинского комплекса, но и форма входящих в его состав массивов тесно связаны с жизнью глубинных нарушений района.

Для характеристики петрографического состава гранитоидов раннегерцинского цикла укажем, что главная интрузивная фация их, судя по материалам В. С. Коптева-Дворникова и др. (1960), представлена лейкократовыми гранитами. Эндоконтактовые фации и фации апикальных частей характеризуются обилием ксенолитов и повышенным количеством биотита, или сложены среднезернистыми, слабопорфировидными биотитовыми и двуслюдяными разностями. Местами в эндоконтактах и апикальных частях интрузий имеют место явления гибридизма, и тогда возникают породы граносиенитового и гранодиоритового состава. В некоторых случаях (Булаттавский и Каибский массивы) появляются также кварцевые диориты, диориты и даже габбро-диориты.

В ряде массивов наблюдаются дополнительные интрузии (Каиб, Каракамыс), имеющие характер штоков изометричной формы. Они сложены породами непостоянного облика и состава. Это или граниты, близкие к гранитам главной интрузивной фации, или породы, приближающиеся к аляскитам, граносиенитам и сиенитам.

Жильные породы первого этапа в описываемом интрузивном комплексе представлены жильными гранитами, аплитами, иногда плагиогранитами и щелочными гранитами (Каракамыс), а также редкометальными жилами кварцевой формации. Дайки второго этапа сложены гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами, диорит-порфиритами, сиенит-порфирами и габбродиабазами, а также кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией. Последние связаны с заключительным этапом формирования жильных пород второго этапа, и в некоторых случаях (Каибский массив) раздуваются до мощных зон окварцевания, сложенных молочно-белым кварцем и протягивающихся на расстояние до 20—30 км. Наличие их весьма характерно. Обычно они приурочены к системе тектонических разломов северо-восточного простирания, секущих не только граниты, но отчетливо видимых и во вмещающих породах (см. фиг. 75).

Укажем, что для раннегерцинских гранитоидов типично редкометальное рудопроявление олова, вольфрама и молибдена, связанное со штоками дополнительных интрузий и жильными породами первого этапа. В некоторых массивах (Каиб) наблюдается также полиметаллическое рудопроявление, приуроченное к дайкам второго этапа.

Относительно возраста массивов раннегерцинского комплекса мы не располагаем сколько-нибудь точными данными. Известно, что они прорывают собой все образования до нижнего карбона включительно. В частности, в южном контакте Каибского массива можно видеть как низкотемпературные кварцевые жилы с сульфидной минерализацией, типичные для этого интрузива, пересекают известняки мульды Карабие, охарактеризованные фауной турнейского яруса. В известняках наблюдаются неправильные скопления

битума, которые, как известно, возникают в слабобитуминозных известняках в результате нагрева.

Верхняя граница интрузий описываемой группы в пределах Бет-Пак-Далы установлена быть не может в виду отсутствия контактов с образованиями, моложе нижнего карбона. Сравнение же с другими районами Казахстана позволяет чисто условно отнести время их внедрения к началу среднего карбона, так как в конгломератах последнего, в ряде мест (Байнаульский, Кызылэспинский районы) наблюдаются гальки гранитоидов близкого облика и состава.

Позднегерцинские гранитоиды (γ_6) распространены на территории Бет-Пак-Далы крайне слабо. В сущности к этому интрузивному комплексу могут быть отнесены лишь массивы Куу и Майкуль.

В структурном отношении первый из них приурочен к области Сасырлыкского прогиба и располагается близ северо-западного окончания длительно жившего и не раз обновлявшегося разлома, проходящего в центральной части этой структуры. Второй (Майкульский) связан с областью глубинного разлома, отделяющего Бурунтавское геоантиклинальное поднятие от центрального грабена, т. е. опять-таки расположен в крайне подвижной в тектоническом отношении зоне. Оба массива изометричны со слабо заметной вытянутостью в широтном направлении. По данным геофизики, форма массива Куу рисуется в виде лакколитообразного тела с подводящим каналом в центральной части.

Майкульский массив был детально изучен в 1956 г. Н. Л. Пламеневской, и о нем мы располагаем наиболее полными сведениями, которые кратко сводятся к следующему.

Главная интрузивная фация массива представлена лейкократовыми двуслюдяными, иногда мусковитовыми гранитами. Эндоконтактовая фация выражена весьма слабо и представлена порфировидными гранитами, приуроченными к западной части интрузии.

Ксенолиты встречаются редко и главным образом в краевых частях массива. При этом для гранитоидов Майкульской интрузии не характерно усвоение материала ксенолитов и вмещающих пород, что говорит о ничтожной роли ассимиляционных процессов.

Фаза дополнительных интрузий представлена некрупными, пологими, реже штокообразными и дайкообразными телами, расположенными в приконтактовых участках Майкульского массива. Здесь развиты неравномернозернистые, иногда порфировидные биотитовые граниты, близкие к породам главной интрузивной фации. Особенностью их является обогащение калиевым полевым шпатом, кварцем и местами сахаровидным альбитом. Часто наблюдается амозонитизация калиевого полевого шпата, представляющая собой явно постмагматический процесс.

Жильные породы первого этапа представлены мелкозернистыми гранитами, аплитами и аплит-пегматитами. Они распространены в пределах массива и обычно тяготеют к краевым его частям. Иногда они пересечены прожилками высокотемпературного кварца с редкометальной минерализацией. Изредка с ними связаны грейзены.

Жильные породы второго этапа представлены габбро-диабазами высокотемпературного кварца. В свою очередь дайки основных пород секутся жилами молочно-белого низкотемпературного кварца, содержащего редкую примесь флюорита и сульфидов.

Таким образом, позднегерцинские граниты Майкульского массива отличаются от гранитоидов раннегерцинского комплекса отсутствием явных признаков гибридизма и меньшим разнообразием и количеством даек второго этапа. Отметим также, что граниты Майкульской интрузии, с которыми связаны рудопроявления олова, вольфрама, молибдена и др., являются менее рудоносными, чем раннегерцинские гранитоиды.

Что касается возраста позднегерцинских гранитоидов Бет-Пак-Далы, то данные, которыми мы здесь располагаем, к сожалению так же скудны, как и данные относительно раннегерцинского комплекса интрузий.

Майкульский массив полностью располагается в пределах выходов образований докембрия, с которыми он имеет активный контакт. Массив Куу рвет породы девона и нижнего карбона. Верхняя граница ни того, ни другого не установлена. Определение абсолютного возраста гранитоидов массива Куу (данные аргонового и гелиевого методов, полученные в 1956 г. Т. М. Вечкутовой), дало 210—215 млн. лет. Этот факт, а также наблюдающееся петрографическое сходство гранитоидов позднегерцинского комплекса с пермскими интрузиями других районов Казахстана, в частности с послеНижнепермскими интрузиями северо-восточного Прибалхашья (Чуйкова, 1957), заставляет относить описанные интрузии условно к этому возрасту.

Глава III

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР

После разбора стратиграфии, проведенного нами применительно к основным структурным элементам, выделяющимся в пределах Бет-Пак-Далы, можно перейти к краткому рассмотрению истории развития последних.

ДОКЕМБРИЙ

Сведения об этом времени крайне скудны, и сколько-нибудь надежными данными мы располагаем лишь начиная с рифея. Данные эти были изложены нами в предыдущих главах. Напомним, что они сводятся к следующему.

Образования нижних частей докембрия — архея, а главным образом протерозоя известны почти исключительно из областей геоантиклинальных поднятий — Атасу-Моинтинского и Бурунтавского, а также Чуйской и Джильтавской глыб. Эти образования или выступают здесь на поверхность, слагая значительные участки, или прощупываются под покровом молодых осадков по отдельным пятнам и полосам. В прогнутых зонах выходы их известны мало и наблюдаются лишь в некоторых наиболее высоко поднятых блоках в области центрального грабена.

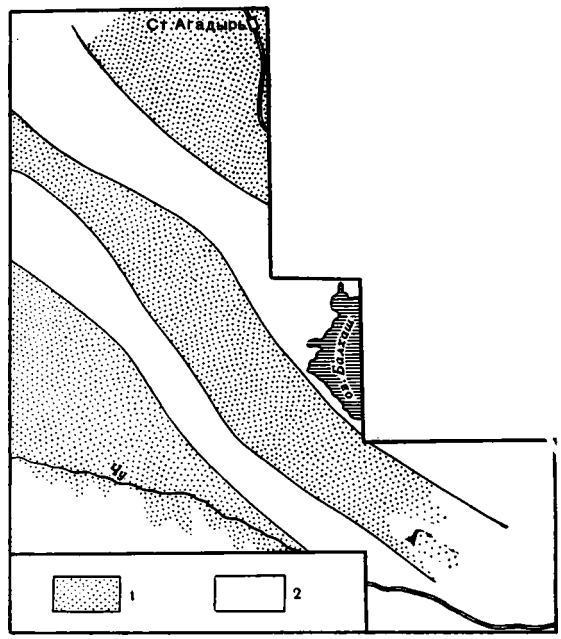
Образования рифея, напротив, выстилают собой прогнутые структуры — центральный грабен и Западнобалхашский геосинклинальный прогиб. На территорию поднятий они не заходят и известны лишь на склонах их, как, например, на южном склоне Атасу-Моинтинского и в периферических частях Чуйского геоантиклинальных поднятий (сопки Жаман-Тюбе и горы Акбастау).

Важно также, что разрезы протерозоя имеют однотипное строение для всей территории Бет-Пак-Далы, сохраняя один и тот же характер как в областях геоантиклинальных поднятий, так и в геосинклинальных прогибах. В фациях же и мощностях рифея мы наблюдаем уже серьезную разницу для этих основных структурных элементов района.

Таким образом, данные о распространении различных горизонтов докембрия и о фациальной изменчивости их наводят на высказанную уже нами выше мысль о том, что в конце протерозоя началась структурная дифференциация этой прежде единой, тектонически не расчлененной территории. Несомненно эта дифференциация была вызвана теми складкообразовательными процессами, которые имели место на границе протерозоя и рифея и которые обусловили собой резкое несогласие между указанными системами, а также внедрение некоторых порций гранитной магмы и метасоматоз пород протерозоя.

Нам кажется, что, на основании изложенных, правда очень скудных материалов, можно хотя бы приближенно наметить тот структурный план, который сложился на территории Бет-Пак-Далы к началу рифейского пе-

риода. Это были, очевидно, чередующиеся между собой крупные, линейно вытянутые антиклинории и синклинории, ориентированные в северо-западном направлении (фиг. 96). Северо-восточный антиклинорий примерно отвечал объему Атасу-Моинтинской структуры. Средний включал в себя территорию Бурунтавского геоантиклинального поднятия и Джильтавской глыбы, в те времена весьма обширной и охватывающей всю область от Джильтавского массива до Чу-Илийских гор включительно. Наконец,



Фиг. 96. Структурная схема Бет-Пак-Далы к концу протерозоя. Составила Н. Г. Маркова:
1 — антиклинории; *2* — синклинории

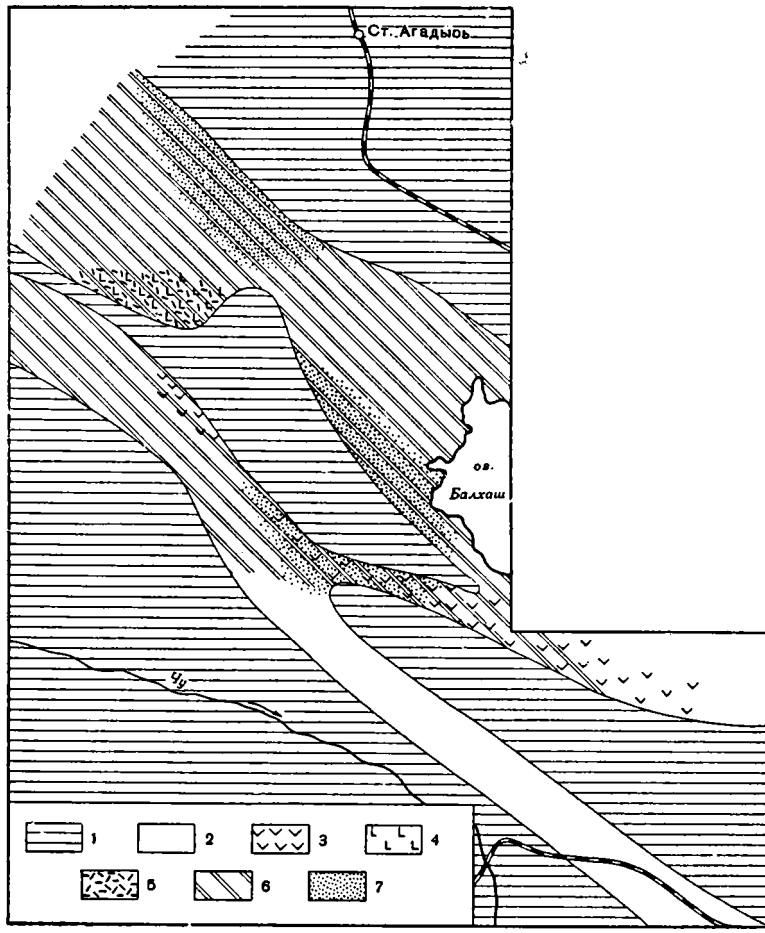
южный прослеживался от Чуйской глыбы к расположенному уже за пределами района наших исследований гнейсовому массиву гор Кандыктас, захватывая также и территорию современной впадины Саксаул-Дала.

Сопряженные с антиклинориями прогибы отвечали примерно контурам Западнобалхашского геосинклинального прогиба и Джалаир-Найманского грабена.

Наметившаяся таким образом крупная линейная складчатость обусловила собой дальнейшее распределение осадков рифея, как бы вложившихся в оформившиеся прогибы, но не покрывших поднятые территории. Анализ фациального состава рифейских отложений дает более точный материал и позволяет уже достаточно ясно представить структуру Бет-Пак-Далы в этот период.

На фиг. 97 мы отобразили состав и распределение осадков рифея. Видно, что основные лавы нижнего рифея приурочены исключительно к полосе, протягивающейся на юго-восток вдоль северо-восточного борта Джалаир-Найманского прогиба, а затем заворачивающей в направлении, близком к широтному — по северной оконечности Джильтавской глыбы. Здесь этими лавами выполнена область, относящаяся собственно уже к Сарытумской зоне.

Описываемые эффузивные образования достигают значительной мощности (1700 м), являются, несомненно, излияниями трещинного типа и представлены подводными, базальтового состава лавами, появление которых характерно обычно для зон глубокого прогибания. Можно предполагать, что эти образования фиксируют собой линию глубинного разлома, заложившегося в это время и осложнившего северо-восточный борт Джалаир-Найманской структуры. При этом на юго-востоке, судя по значительной ширине



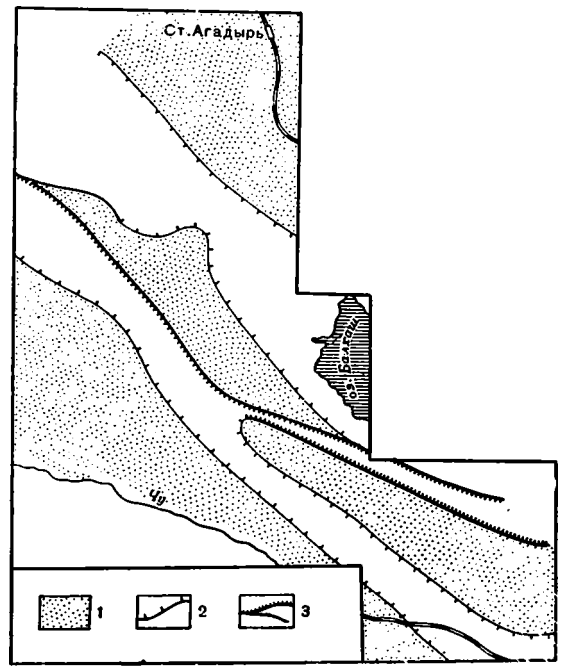
Фиг. 97. Палеогеографическая схема рифея Бет-Пак-Далы . Составила Н. Г. Маркова:

1 — область сноса; *2* — область накопления; *3* — базальтовые лавы и их пирокласты; *4* — андезитовые лавы и их пирокласты; *5* — дацитовые лавы и их пирокласты; *6* — кремнистые породы и яшмы; *7* — песчанистые осадки

полосы лав рифея, это была, очевидно, уже целая система разломов, вызвавших отделение от Бурунтавского геоантиклинального поднятия Джильтавской глыбы и возникновение Сарытумского грабена (фиг. 98).

Несколько иной характер носила южная граница Джалаир-Найманского прогиба. Выходы рифея известны здесь лишь на склоне Чуйского геоантиклинального поднятия в районе гор Акбастау и сопок Жаман-Тюбе. Разрезы этих отложений изучены недостаточно подробно, и мы не имеем точных данных о мощностях и характере развитых в них эффузивов. Тем

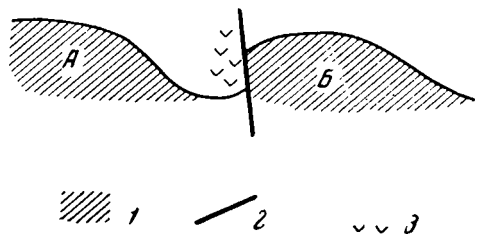
не менее, само появление эффузивных излияний дает все же некоторые указания на возможное существование здесь разрывных нарушений, служивших путями для выхода магмы. Однако нарушения эти были, вероятно,



Фиг. 98. Структурная схема Бет-Пак-Далы в рифее. Составила Н. Г. Маркова:

1 — область поднятий; *2* — область прогибов; *3* — линии разломов

менее значительны и едва ли прослеживались далеко. Поэтому можно предполагать, что сочленение Джалаир-Найманской структуры с Чуйским геоантиклинальным поднятием в рассматриваемый период было нормальным,



Фиг. 99. Строение Джалаир-Найманского прогиба в рифее:

1 — поднятия: Чуйское (*А*), Бурунтавское (*Б*); *2* — линии разлома; *3* — лавы

Таким образом, если брать весь Джалаир-Найманский геосинклинальный прогиб, то для рифейского времени он может быть охарактеризован как асимметричная структура, резко обрубленная и прогнутая в северной части и постепенно выполаживающаяся на юге (фиг. 99).

Укажем, что появление системы Сарытумских разломов, серьезно изменивших юго-восточную границу Бурунтавского геоантиклинального

поднятия, отражается также и на характере сочленения Прибалхашского прогиба с расположенными к югу структурами. Действительно, область поднятия, отделявшего в протерозое Прибалхашский прогиб от Джалаир-Найманского, теперь резко сокращается и приобретает характер клина, постепенно сужающегося в восточном направлении. Практически на юго-востоке Прибалхашский прогиб и Сарытумский грабен в это время почти сливаются, что влечет за собой единство развитых здесь вулканогенных образований нижнего рифея (см. гл. II и фиг. 97). В среднем рифее этот раздел возникает вновь в виде узкой гряды вулканических островов, созданных прошедшими излияниями.

Нельзя не упомянуть также о появлении в северо-западном конце описываемого глубинного разлома ответвления его, имеющего не очень значительную протяженность, но серьезно видоизменяющего структуру Бурунтавского геоантиклинального поднятия. Так, в связи с заложением этого нарушения происходит отделение крайней, северо-западной оконечности Бурунтавской структуры, с этого времени погружающейся и присоединяющейся к области Сасырлыкского прогиба.

Таким образом, в связи с появлением всех описанных дизъюнктивных нарушений — как основного глубинного разлома, так и отходящих от него северо-западных и юго-восточных сколов, площадь Бурунтавского геоантиклинального поднятия сильно сокращается, и оно приобретает конфигурацию, близкую к той, которая характерна для него в последующие периоды.

Напомним также, что вдоль линии северо-западного разлома, имеющего характер оперяющего дизъюнктивного нарушения, происходит излияние андезитовых и дацитовых лав нижнего рифея, отлагающихся вдоль южного борта Сасырлыкского прогиба. Они имеют, однако, локальное распространение и меньшую мощность (720 м), по сравнению с эффузивами, проникшими по главному разлому и концентрировавшимися в области центрального грабена — структуры уже в это время значительно более прогнутой. Это первое различие между прогибами, располагающимися по обе стороны Бурунтавского геоантиклинального поднятия. В дальнейшем оно приобретает более резкую форму и в конце концов приводит к формированию из этих первоначально близких структурных форм различных генетических типов.

В течение среднего и верхнего рифея в Джалаир-Найманском и Западнобалхашском геосинклинальных прогибах широкое распространение получают толщи кремнистых осадков и яшм, местами сопровождающиеся известняками, а также грауваккковые формации. Мощность и полнота разрезов их в указанных структурах различна и свидетельствует о значительно большем прогибании Джалаир-Найманской структуры.

Интересно отметить, что в эпоху среднего и верхнего рифея, очевидно, не произошло еще окончательное обособление Сасырлыкской и Прибалхашской частей внутри Западнобалхашского геосинклинального прогиба. На это указывает однотипность распространения фаций и мощностей образований этого возраста в рассматриваемых структурах. Однако отшнуровывание прогибов возможно уже началось и было обусловлено конфигурацией Бурунтавского антиклинория и наличием в северо-восточной его части выступа, как бы намечающего будущую седловину. Возможно, что в верхнем рифее, осадки которого в Сасырлыкском прогибе распространены слабо, это отшнуровывание достигло своего максимума.

Итак, подытоживая все сказанное, мы видим, что рифейская эра была своего рода переломным моментом в истории развития структур Бет-Пак-Далы. В связи с интенсивной складчатостью, имевшей место на границе протерозоя и рифея, создается ряд крупных линейных структур. В начале рифея, очевидно в заключительный этап складкообразования, возникают зна-

чительной протяженности глубинные разломы, открывшие пути для лав этого возраста. В результате область Бурунтавского геоантиклинального поднятия испытывает значительную перестройку; происходит отделение от него Джильтавской глыбы, закладывается Сарытумский грабен, а Джалаир-Найманская структура приобретает характер глубоко прогнутого асимметричного прогиба, в котором накапливаются осадки геосинклинального типа. Наконец, намечается подразделение Западнобалхашского геосинклинального прогиба на Сасырлыкский и Прибалхашский, т. е. появляются зачатки Акдолинского поперечного антиклинального поднятия. Иными словами, закладывается основной план структур, который в последующие периоды получает лишь дальнейшее усложнение.

КЕМБРИЙ

Переходя к характеристике кембрийского периода и тех изменений, которые были внесены им в структуру Бет-Пак-Далы, напомним, что сведения об осадках этого возраста пока довольно скудны. Поэтому приводимые ниже схемы палеогеографии и структур являются крайне приближенными и далеко не полно восстанавливают картину, существовавшую на территории Бет-Пак-Далы в описываемый период.

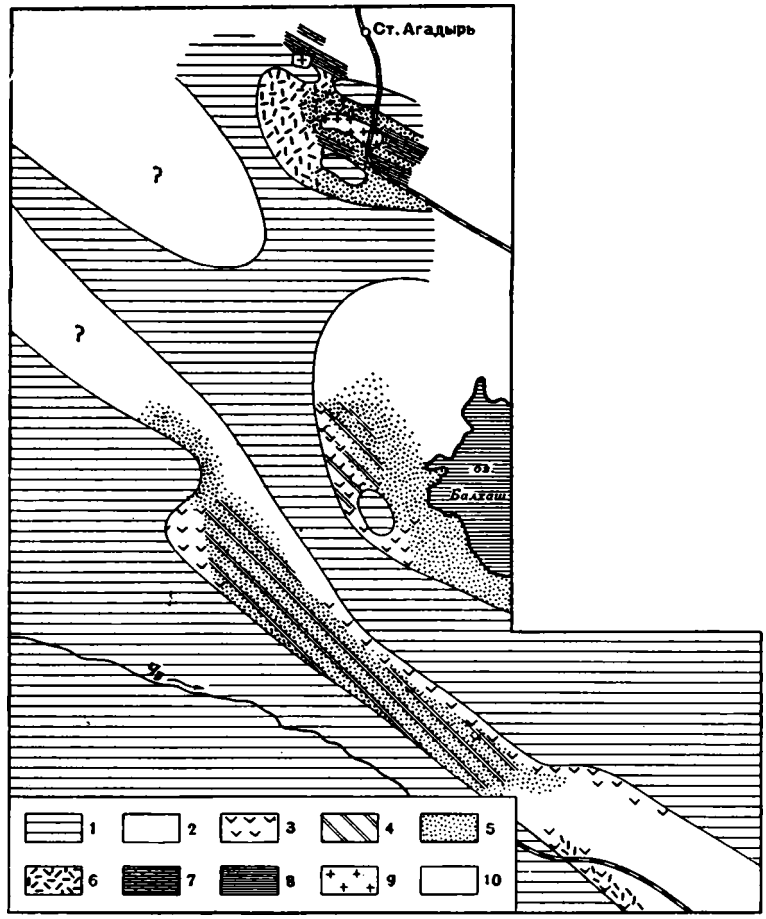
В области центрального грабена в течение кембрия продолжалось накопление осадков геосинклинального типа, по облику близких к откладывавшимся в рифее. Так, в нижнем отделе этой системы мы вновь встречаемся с мощными излияниями базальтовых и спилито-кератофировых лав, в среднем и верхнем — с кремнисто-песчано-сланцевыми и граувакковыми формациями. Однако, если в рифее накопление указанных толщ шло преимущественно вдоль северо-восточного борта структуры и на территории Сарытумской зоны, то в кембрии, судя по имеющемуся у нас материалу, оно перемещается к югу, в пределы северо-восточного склона Чуйского геоантиклинального поднятия. Иными словами, наблюдается как бы миграция прогиба в южном направлении (фиг. 100).

Интересно, что излияния лав нижнего кембрия, сопровождавшиеся к тому же внедрением мелких тел и силл диабазового состава, приурочиваются к двум линиям северо-западного простирания. Одна из них, очень четкая, прослеживается от района сопок Андассай-Караоба к западным отрогам Чу-Илийских гор (горы Досугул), т. е. вдоль юго-западного края Джильтавской глыбы. Другая, в настоящее время в значительной мере погребенная и улавливаемая лишь по отдельным выходам, тянется от области Аксорской каменноугольной мульды на северную оконечность Кандыктасского массива. Очевидно, таким образом, что в юго-восточной части центрального грабена, отвечающей собственно Джалаир-Найманской зоне, в это время имело место заложение ряда новых глубинных разломов, вызвавших откалывание краевых частей Чуйского геоантиклинального поднятия, по которым и происходило излияние указанного комплекса лав (см. фиг. 101).

Появление этих разломов, подготовивших ложе для накопления средне- и верхнекембрийских осадков, кроме того значительно видоизменило, по сравнению с рифеем, структурный план рассматриваемой части центрального грабена. Действительно, здесь произошло не только перемещение прогиба в южном направлении, но и изменение его формы, так как он принял облик узкого корыта, со всех сторон обрубленного разломами.

Одновременно наблюдается разрастание расположенной к северу области поднятия. Так, судя по отсутствию в районе Сарытумского грабена осадков кембрийской системы, пролив, возникший в рифее между Бурунтавской структурой и Джильтавской глыбой, временно замкнулся и область поднятия, ограничивающая с севера описываемый грабенообразный трог, вновь резко расширилась по площади.

Необходимо отметить, однако, что параллельно с разрастанием описываемого поднятия в северном направлении на юго-востоке площадь его несколько сокращается. Это происходит в связи с появлением в нижнем кембрии глубинного разлома, протягивающегося вдоль юго-западного края



Фиг. 100. Палеогеографическая схема кембрия Бет-Пак-Далы. Составила Н. Г. Маркова:

1 — область сноса; *2* — область накопления; *3* — основные эффузивы; *4* — кремнистые породы и яшмы; *5* — песчанистые осадки; *6* — кислые лавы и их пирокласты; *7* — известняки; *8* — сланцы; *9* — гранитоиды; *10* — осадки неизвестны

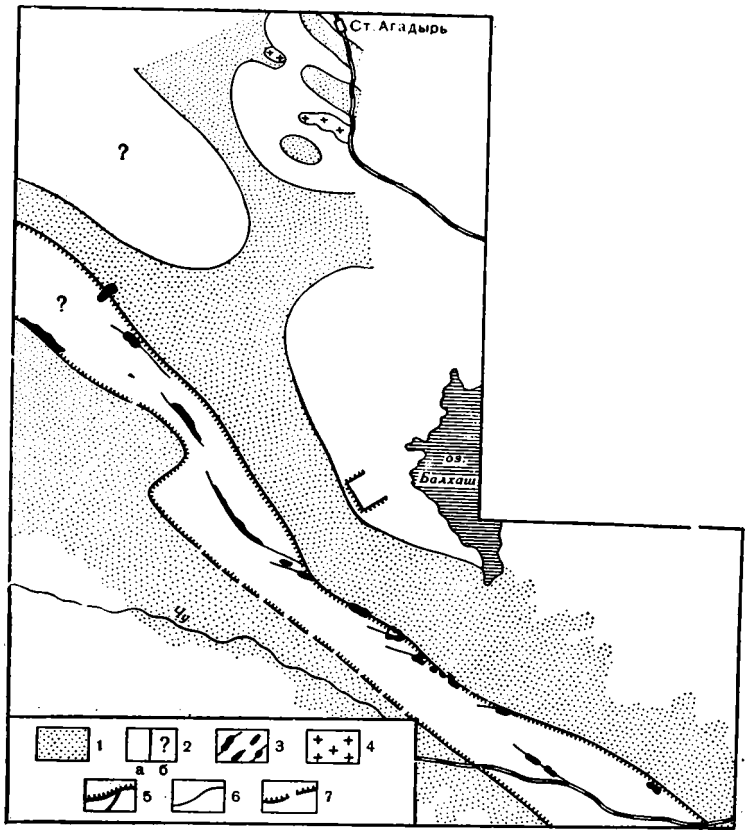
Джильтавской глыбы, а затем заворачивающего по направлению к горам Досугул и Анрахай (см. фиг. 1). Разлом откалывает от Джильтавской глыбы довольно значительный кусок, затем погружающийся и присоединяющийся к области Джалаир-Найманского прогиба.

Из сказанного следует, что юго-восточная часть центрального грабена в течение кембрия испытывает серьезную перестройку.

Что касается северо-западной оконечности этой структуры, то необходимо отметить, что за меридианом гор Агашжайляу выходы кембрия нам неизвестны. Отсутствуют ли образования этого возраста здесь полностью, или это связано с плохой изученностью этого района, сказать трудно. Однако есть основания предполагать, что в рассматриваемый период северо-

западная окраина центрального грабена испытала некоторое поднятие. Таким образом, наибольшей активностью в течение кембрия характеризовалась юго-восточная часть этой крупной структуры.

Заканчивая описание тех структурных изменений, которые имели место на территории центрального грабена в кембрийский период, напомним, что граница среднего и верхнего кембрия характеризуется здесь несогласием



Фиг. 101. Структурная схема Бет-Пак-Далы в кембрии. Составила Н. Г. Маркова:

1 — области поднятий; *2* — области прогибов, заполненные осадками (*а*), осадки неизвестны (*б*); *3* — интрузии ультрабазитов; *4* — интрузии гранитоидов; *5* — глубинные разломы; *6* — мелкие оперяющие трещины; *7* — предполагаемое продолжение разлома

и перерывом, отмеченным в ряде мест накоплением базальных конгломератов. Это указывает на приуроченность к этому времени складкообразовательных движений. Проявление их повлекло за собой некоторое поднятие области центрального грабена и изменение существовавшего в нем тектонического режима. Так, если в нижне- и среднекембрийскую эпоху здесь наблюдалась та же, что и в рифее, тенденция к прогибанию, сопровождающаяся подачей обильных порций базальтовой магмы и накоплением сланцево-кремнистых толщ, характерных для первого этапа развития геосинклиналей, то в верхнем кембрии здесь откладываются граувакки, характеризующиеся, правда, еще неясной флишоидностью. Это указывает на намечающийся уже переход к следующему, второму этапу жизни геосинклинали, который, как мы знаем из материала, изложенного в гл. II, наиболее

типичное выражение в пределах центрального грабена получает в ордовикский период.

Следующий пароксизм складчатости, более интенсивной и повсеместной, наблюдается, очевидно, в конце кембрия. В это время к указанным выше основным глубинным разломам добавляется ряд связанных с ними более мелких разрывных нарушений, имевших, вероятно, характер оперяющих трещин. По ним происходит внедрение главной массы ультрабазитовых тел Чу-Балхашского интрузивного пояса, возраст которых, в противовес существующему мнению, мы считаем доордовикским. Таким образом, появление ультрабазитов увязывается с переходным моментом от первого ко второму этапу жизни геосинклинали и, несомненно, происходит из одного очага с нижнекембрийскими основными лавами, излияние которых им предшествует.

В пределах Прибалхашского прогиба образования кембрия распространены слабо и известны лишь вдоль юго-западного борта этой структуры. Характер и последовательность их очень близки к характеру и последовательности кембрийских отложений области центрального грабена. Так, в нижнекембрийскую эпоху здесь также происходит излияние базальтовых лав и внедрение сопровождающих их силл габбро-диабазов, позже (в Cm_2) — накопление песчано-сланцевых толщ с прослоями основных лав. В верхнем кембрии отлагается граувакковая серия пород, вновь характеризующаяся нечеткой флишоидностью.

К сожалению, ввиду отсутствия контактов, мы ничего не можем сказать о характере границы среднего и верхнего кембрия. Возможно, здесь также имел место перерыв, сопровождавшийся незначительной складчатостью. В пользу этого свидетельствует наличие конгломератов в основании верхнекембрийской граувакковой толщи.

Таким образом, в Прибалхашском прогибе, так же как и в центральном грабене, в кембрийский период шло накопление геосинклинальной серии осадков, свидетельствующей о глубоком прогибании этой структуры. Форма и границы последней в это время нам неизвестны. Однако, судя по тому, что мы знаем о ней в последующие периоды, видимо уже в кембрии она значительно отличалась от области центрального грабена. Вместо узкой, значительной протяженности полосы мы встречаемся здесь с широким и глубоким прогибом, развившимся в юго-восточной части Западнобалхашской геосинклинальной структуры и, вероятно, уже полностью отшнурованным от Сасырлыкской части последней. Вдоль юго-западного борта прогиба в нижнем кембрии проходил ряд кратковременно существовавших разрывных нарушений, открывших пути для основных излияний. Эти нарушения способствовали отделению отколовшейся от Бурунтавского антиклинория, в рассматриваемую эпоху, Каракамысской глыбы, и в течение верхнего кембрия, а также в последующие периоды служившей областью питания для отлагавшихся внутри прогиба терригенных осадков.

Неясно, что собой представлял в рассматриваемый период Сасырлыкский прогиб. Заведомых осадков кембрия нам здесь неизвестно, поэтому есть основание предполагать, что это была или поднятая область, или плоский, едва намечающийся прогиб, оставшийся от рифейского времени. Напомним, что близкое положение характерно и для северо-западной оконечности Джалаир-Найманского грабена. Таким образом, создается впечатление, что вся северо-западная половина территории Бет-Пак-Далы в течение кембрия была приподнята, и основное осадконакопление происходило на юго-востоке.

Интересный материал для истории кембрийского периода дает территория Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия.

В рифее эта структура имела характер ничем не осложненного свода,

на юго-западе погружавшегося в сторону Западнобалхашского геосинклинального прогиба. В нижнем кембрии, как мы знаем, здесь начинается накопление кислых, континентального облика лав, представлявших собой излияния центрального типа, позже превращенных в порфироиды. Появление их свидетельствует о возникновении в сводовой части поднятия каких-то глубоких каналов и трещин, давших пути для выхода магмы, а затем, вероятно, закрывшихся. В связи с их появлением, а также накоплением мощной серии эффузивных образований, произошло проседание центральной части свода Атасу-Моинтинской структуры и образование осложнившего ее широкого, чашеобразного прогиба. Внутри последнего, однако, сохраняются отдельные останцы докембрия, игравшие роль срединных массивов.

В последующие эпохи в образовавшемся прогибе началось отложение сланцево-карбонатной и кремнисто-сланцевой серии осадков среднего кембрия, а затем песчано-карбонатных пород верхнего отдела системы. Наконец, в связи со складчатостью, имевшей место на границе среднего и верхнего отделов, происходит внедрение интрузий гранитоидного состава, позже превращенных в гранито-гнейсы.

Таким образом, как это отмечалось уже в гл. II, в кембрийский период поднятые и прогнутые структуры, существовавшие на территории Бет-Пак-Далы, вырисовываются вполне отчетливо. Они могут быть намечены не только по отсутствию или присутствию осадков, но также и по резкому фациальному различию их. Различны при этом не только эффузивные образования, представленные в поднятой Атасу-Моинтинской структуре континентальными излияниями центрального типа, а в прогнутых зонах (Прибалхашский прогиб и область центрального грабена) — основными, подводными, трещинного характера излияниями; различны также интрузивные проявления и осадочные толщи, образовавшиеся за счет разрушения тех и других.

Кратко резюмируя все сказанное о периоде кембрия, укажем, что основные структурные элементы Бет-Пак-Далы остаются здесь теми же, что и в рифее; сохраняется неизменной и общая тенденция их развития. Тем не менее, конфигурация и размеры их претерпевают известные изменения. Значительно разрастается область поднятий (см. фиг. 98 и 101). Так, есть основание предполагать, что вся северо-западная половина рассматриваемой территории оказывается в этот период приподнятой. Ввиду временного замыкания Сарытумского грабена вновь объединяются области Бурунтавского геоантиклинального поднятия и Джильтавской глыбы. Одним словом, положительные структуры начинают заметно превалировать.

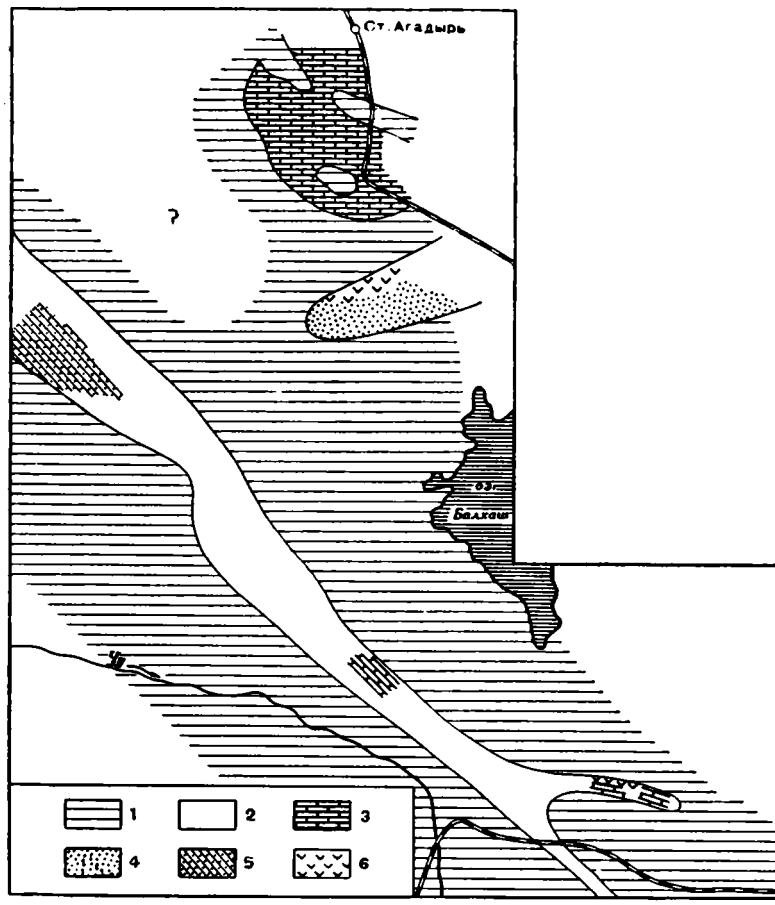
ОРДОВИК

Следующим важным этапом в истории геологического развития Бет-Пак-Далы, несущим с собой серьезные изменения в структурах последней, является период ордовика. Выше нами указывалось, что в конце кембрия имела место интенсивная складчатость, вызвавшая образование внутри центрального грабена ряда разрывных нарушений, по которым произошло внедрение мелких тел ультрабазитов. Этим орогенические движения рассматриваемого этапа, происходившие в несколько приемов, очевидно, не закончились. Со следующим пароксизмом их связывается образование ряда глубинных разломов и внедрение гранитоидных интрузий γ_2.

Так, есть основание предполагать, что именно в это время заложился мощный поперечный разлом, проходящий вдоль северо-западной оконечности Чуйской глыбы, далее прослеживающийся в направлении к гранитному массиву гор Булаттау. Очевидно, одновременно обновился параллельный ему скол, возникший еще в нижнекембрийскую эпоху, ограничивающий Чуйскую глыбу с юго-востока и, возможно, протягивающийся далее через область центрального грабена к роднику Майтюкен-Дарбаза. Оба

эти разлома контролируются приуроченными к ним телами доордовикских гранодиоритов, представляющими собой типичные трещинные, сильно катаклазированные, местами огнейсованные интрузии, несомненно внедрявшиеся в момент складчатости.

С этим же периодом времени связывается возникновение крупного северо-западного простирания разлома, протягивающегося с северной стороны Анрахайского поднятия и параллельного ему скола, проходящего



Фиг. 102. Палеогеографическая схема нижнего ордовика Бет-Пак-Далы. Составила Н. Г. Маркова:

1 — область сноса; *2* — область накопления; *3* — известняки; *4* — песчаники; *5* — кремнистые осадки; *6* — порфириты; (?) — осадки неизвестны

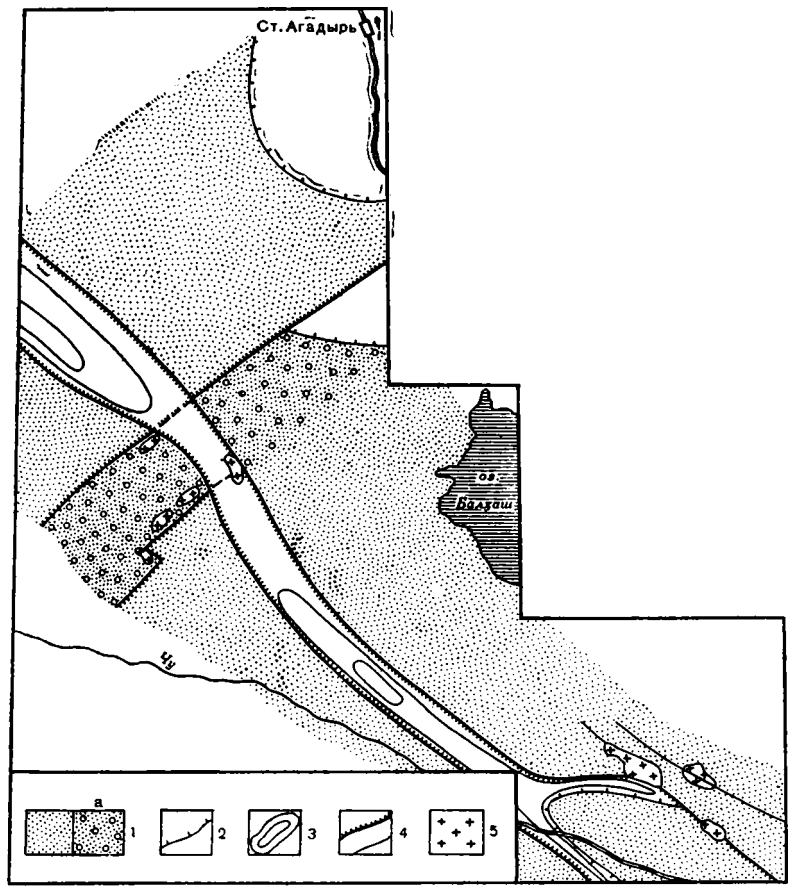
близ гор Шольадыр. По ним также наблюдается внедрение указанного комплекса интрузий.

Прошедшая, таким образом, складчатость и связанное с ней возникновение разрывных нарушений значительно видоизменили структуру Бет-Пак-Далы.

Нижний ордовик. Начавшееся еще в кембрии общее поднятие местности продолжается и в начале ордовика. С ним связано крайне слабое распространение осадков нижнего отдела системы, указывающее на превалирующую роль в эту эпоху положительных структур (фиг. 102). Несомненно, положительным структурным элементом являлась в это время территория

Чуйского геоантиклинального поднятия, имевшая к тому же своеобразный ступенчатый рельеф. Последнее обстоятельство было вызвано произошедшим выкалыванием по указанным выше разломам области Чуйской глыбы, которая с этих пор воздымается в виде горста над остальной частью названной структуры.

Также положительным структурным элементом в эпоху нижнего ордовика, полностью лишенным осадков этого возраста, являлась вся область



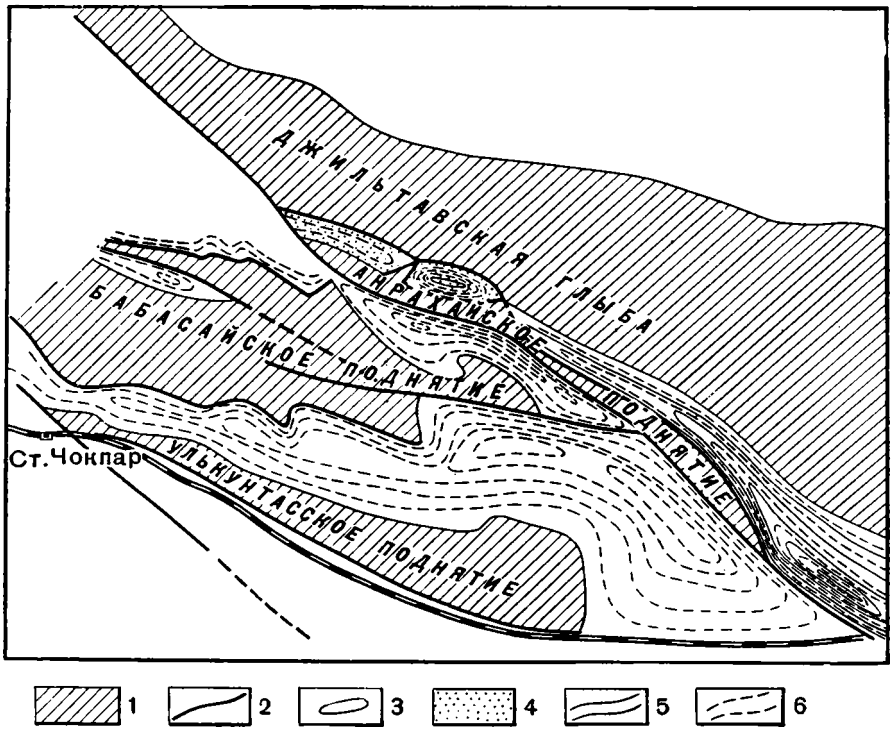
Фиг. 103. Структурная схема нижнего ордовика Бет-Пак-Далы. Составила Н. Г. Маркова:

1 — области поднятий, (*а*) приподнятые участки; *2* — области прогибов; *3* —условные изогипсы; *4* — линии глубинных разломов; *5* — интрузии гранитоидов (γ_2)

Западнобалхашского геосинклинального прогиба, внутри которого тоже наблюдался определенный тектонический рельеф. Так, образование Чуйского горста и намечающееся продолжение ограничивающих его разломов далее на северо-восток позволяют предполагать наличие здесь поперечного поднятия, с северо-запада ограниченного резким уступом, а на юго-востоке постепенно сходящего на нет.

В результате указанных явлений в рассматриваемом районе формируется крупный, вытянутый в северо-восточном направлении горст-антиклинорий, как бы перекидывающийся в виде моста от области Чуйского поднятия, через зону центрального грабена на территорию Бурунтавского гео-

антиклинального поднятия и Западнобалхашского геосинклинального прогиба. Это в свою очередь отражается на структуре последнего, в котором в связи с этим происходит образование поперечной седловины (Акдолинского поперечного поднятия) (фиг. 103). Таким был тектонический рельеф, возникший в результате орогенических движений на границе кембрия и ордовика. Указанные обстоятельства в значительной мере определили распределение осадков нижнего отдела последнего, известных лишь из немногих участков центрального грабена и на территории Атасу-Моинтинской структуры.



Фиг. 104. Схема распределения осадков ордовика в районе Чу-Илийских гор. Составила Н. Г. Маркова:

1 — области поднятий; *2* — линии разломов; *3* — прогибы, выполненные осадками ордовика; *4* — осадки нижнего ордовика; *5* — осадки среднего ордовика; *6* — осадки верхнего ордовика

В области центрального грабена нижнеордовикский бассейн существовал лишь на крайнем северо-западе и в юго-восточной части структуры. При этом, если на северо-западе это был устойчивый морской бассейн, обусловивший накопление мощной (800 м) толщи песчано-кремнистых осадков, то на юго-востоке в эту эпоху существовали, видимо, отдельные мелководные водоемы, в которых шло накопление преимущественно карбонатных образований, по мощности не превышающих 50—200 м. Такие водоемы располагались, очевидно, в районе гор Акжал, в области Тюлькулинского и Копалинского блоков Чу-Илийских гор, а также в районе гор Кандыктас, уже за пределами исследованной территории. Однотипность осадков и фауны указывает на то, что эти водоемы как-то сообщались между собой, возможно, образуя цепь мелких бассейнов, соединенных узкими проливами. Южная же часть Чу-Илийских гор, судя по отсутствию здесь осадков нижнего ордовика и непосредственному налеганию верхнего отдела на образования кембрийской системы (фиг. 104), представляла собой в это время сушу.

Таким образом, и на юго-востоке описываемой территории в начале ордовика значительную роль играют области воздымания, появившиеся на месте обширного прогиба, существовавшего здесь в период кембрия. Так нам рисуется палеогеография и тектоническое строение центрального грабена в течение нижнего ордовика.

В области Акдолинского поперечного антиклинального поднятия, подразделяющего Западнобалхашский геосинклинальный прогиб на две части, нижний ордовик, и то недоказанный, имеет ничтожное распространение. Однако любопытно существование здесь наряду с песчанистыми осадками также эффузивных накоплений (основные лавы и их туфы), вероятно, проникавших сюда по линии намеченного поперечного разлома.

Наконец, в пределах Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия нижний ордовик представлен в фации карбонатных мелководных осадков. Последние приурочены к области широкого чашеобразного прогиба, унаследованного от кембрийского периода.

Средний ордовик. В эту эпоху структура и палеогеография Бет-Пак-Далы вновь претерпевают значительные видоизменения. Из палеогеографической схемы (фиг. 105) видно, что образования этого возраста также сосредоточены преимущественно в пределах центрального грабена. Однако площадь распространения их, по сравнению с нижним ордовиком, резко увеличивается.

Во-первых, вновь погружается область Сарытумского грабена, во-вторых, в Джалаир-Найманской части рассматриваемой структуры осадки среднего ордовика получают почти повсеместное распространение. При этом в отрезке между сопками Андассай-Кораоба и горами Джамбул происходит расширение бассейна за счет территории Джильтавской глыбы. Частично перекрывается область седловины, возникшей в нижнем ордовике. Наконец, расчленяется и сокращается площадь поднятия южной части Чу-Илийских гор, так как образования среднего ордовика, помимо Копалинского блока, появляются также в Куяндысайском и Анрахайском участках (см. фиг. 105 и 106).

Иными словами, после поднятий начала ордовикского периода в области центрального грабена начинается широкая трансгрессия. Бассейн его расширяется и углубляется, в связи с чем мощность осадков, едва достигавшая в нижнем ордовике нескольких сотен метров, в среднем, возрастает до 1000—1700 м.

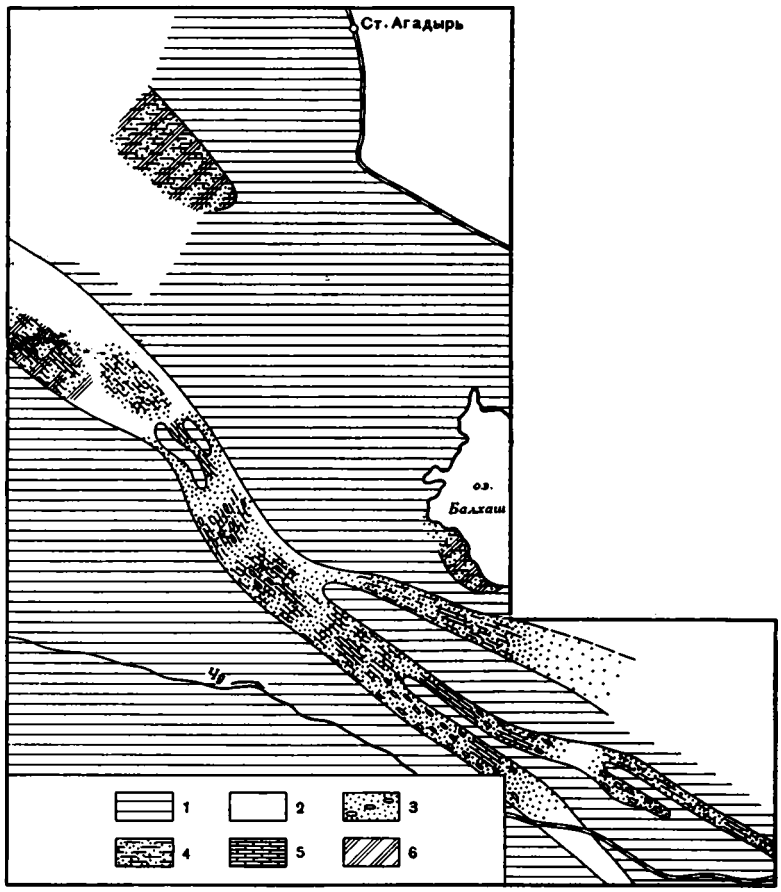
Тем не менее бассейн продолжает носить островной характер, что отражается на фациях, быстро меняющихся на коротких расстояниях. Укажем, что в ряде мест, особенно там, где перед этим располагались положительные элементы рельефа, средний ордовик начинается с конгломератов, образующих или базальные горизонты, или мощные пачки и толщи (район Чу-Илийских гор, гор Майжарлыган, лога Каратал).

В целом, в первой половине среднего ордовика — лланвирне и нижнем лландейло преобладают песчано-сланцевые осадки с прослоями и линзами известняков с фауной. В верхнем лландейло в ряде районов (горы Чу-Или, лог Каратал, родник Ергебулак) широко развит флиш. Появление его вполне закономерно в обстановке общего погружения бассейна, при наличии высоко поднятых кордильер, роль которых играют Чуйское и Бурунтавское геоантиклинальные поднятия, а также при обилии островов и внутренних поднятий (Джильтавская глыба, район гор Майжарлыган, юг Чу-Илийских гор), представляющих собой области питания для накапливающихся терригенных осадков.

Соответственно с изменением палеогеографической обстановки меняется в среднем ордовике и структура центрального грабена. В результате накопления мощной серии осадков в области Сарытумского грабена вновь

обновляются ограничивающие его разломы. Возрастает роль срединных поднятий и внутренних массивов (Джильтавская глыба, район гор Майжарлыган, южная часть Чу-Илийских гор), и вся область рассматриваемой структуры принимает резко дифференцированный характер (см. фиг. 106).

В других районах Бет-Пак-Далы, помимо центрального грабена, средний ордовик развит слабо. В Прибалхашском прогибе мы знаем его лишь близ залива Аккерме, где в пределах так называемой Ортанской антиклинали наблюдаются песчано-сланцевые, частично кремнисто-сланце-



Фиг. 105. Палеогеографическая схема среднего ордовика Бет-Пак-Далы. Составила Н. Г. Маркова:

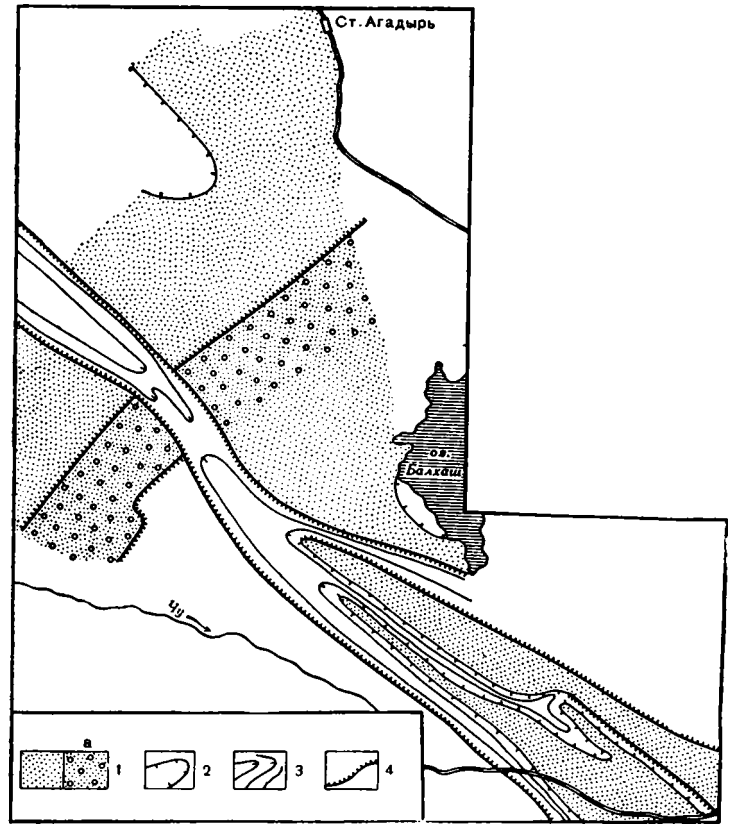
1 — область сноса; *2* — область накопления; *3* — песчаники и конгломераты; *4* — песчаники и сланцы; *5* — известняки; *6* — кремнистые осадки

вые осадки, достигающие 700 м мощности. Это указывает на начавшееся прогибание этой структуры, в течение нижнего ордовика представлявшей собой поднятие.

То же, только с меньшей определенностью, можно сказать о территории Сасырлыкского прогиба. Обнаруженные в северо-восточной части его ордовикские осадки пока не имеют точной возрастной датировки и относятся описавшими их геологами (А. Е. Михайлов, И. Б. Филлипова и др.) как к среднему, так и верхнему отделам. Колоссальная мощность их (2000 м) действительно заставляет думать о том, что мы имеем здесь дело и с тем и с другим отделом системы.

Таким образом, уже в среднем ордовике началось прогибание северо-восточной оконечности Сасырлыкской структуры.

В противовес этому область Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, осложненная широким прогибом в течение кембрия и нижнего ордовика, в рассматриваемую эпоху вновь начала воздыматься, следствием чего явилось полное отсутствие здесь образований этого возраста.

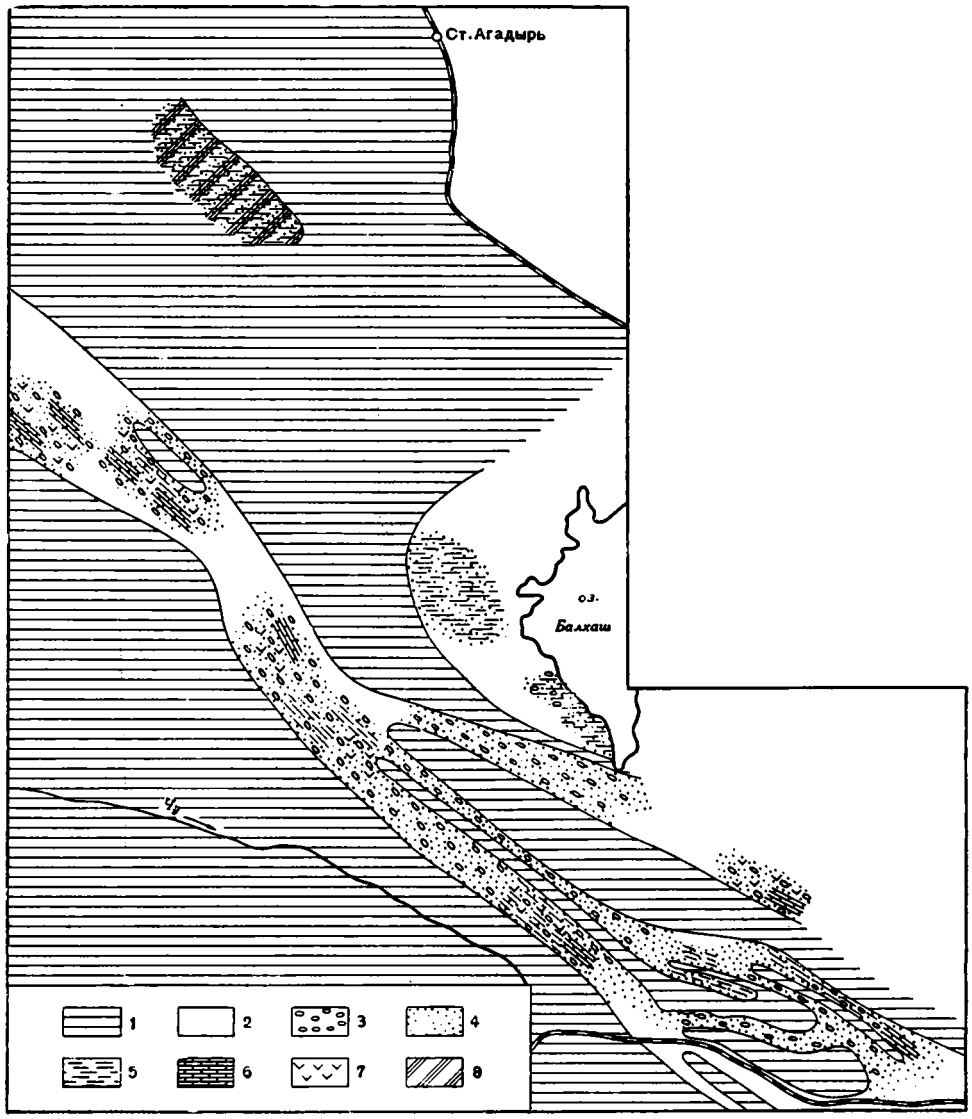


Фиг. 106. Структурная схема среднего ордовика Бет-Пак-Далы. Составила Н. Г. Маркова:

1 —области поднятий, (*а*)—наиболее приподнятые участки; *2*—области прогибов; *3*— условные изогипсы; *4*— линии разломов

Верхний ордовик. В эту эпоху палеогеография Бет-Пак-Далы остается примерно той же, причем главной областью накопления по-прежнему является территория центрального грабена (фиг. 107). В нижнем карадоке, или андеркене, после складкообразовательных движений первой фазы карадокской орогении, здесь вновь создается сложный рельеф, усугубляющий пестроту фаций. В ряде мест центрального грабена наблюдается накопление конгломератов (район Чу-Илийских гор, в частности, мощные конгломераты Анрахайского блока),вверх сменяющихся песчаными и известняковыми осадками. Местами последние превалируют (горы Майжарлыган), местами же идет образование мощных пачек и толщ так называемого «грубого флиша» (жамбасшинская свита лога Каратал), в котором значительную роль играют валунные накопления. Резко колеблются также мощности.

В предверхнекарадокское время на территории Бет-Пак-Далы разыгрываются весьма интенсивные орогенические процессы (вторая фаза карадокской складчатости), особо отчетливо проявившиеся в пределах центрального грабена, но также оставившие следы и в других частях описываемой терри-



Фиг. 107. Палеогеографическая схема верхнего ордовика Бет-Пак-Далы. Составила Н. Г. Маркова:

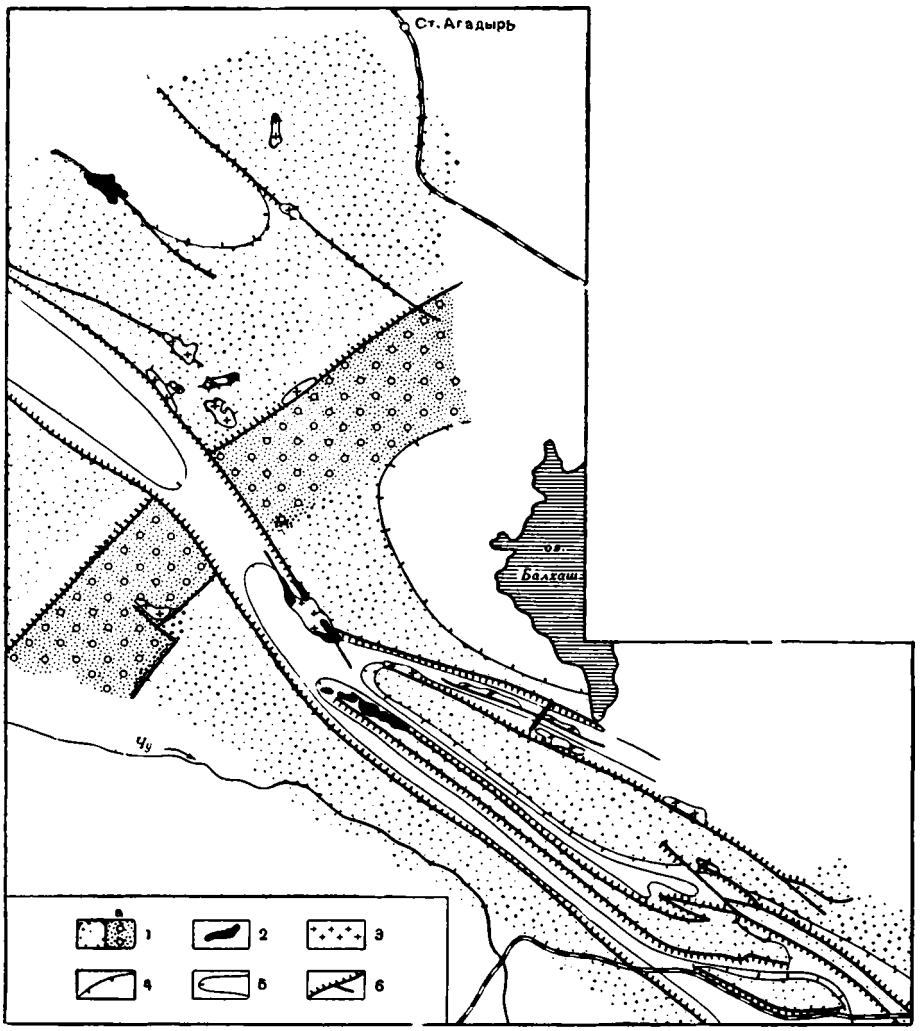
1 — области сноса; *2* — области накопления; *3* — конгломераты; *4* — песчаники; *5* — сланцы; *6* — известняки; *7* — порфириты; *8* — кремнистые осадки

тории. Они обусловили собой дальнейшую тектоническую дифференциацию области и возникновение ряда новых разрывных нарушений.

Так, в рассматриваемую эпоху ограничивается разломами зона гор Майжарлыган и Джамбул, выступающая в виде высокоподнятого горста. Анрахайское поднятие также принимает характер узкого кряжа, с обеих сторон

обрубленного разрывными нарушениями. Обрисовываются Бабасайское и Улькунтасское поднятия, т. е. структура центрального грабена все отчетливее и четче принимает блоковый характер (фиг. 108).

Особенно хорошо это видно на примере Чу-Илийских гор, ордовикские образования которых изучены наиболее подробно. По резкому колебанию



Фиг. 108. Структурная схема верхнего ордовика Бет-Пак-Далы.
Составила Н. Г. Маркова:

1—области поднятий, (*а*)—наиболее приподнятые участки; *2*—габбро; *3*—гранитоиды; *4*—области прогибов; *5* — условные изогипсы; *6* — линии разломов

мощностей, а также по распределению грубообломочных накоплений хорошо улавливаются те тектонические уступы, которые возникают здесь в это время. Однако нет сомнений, что и на остальной части центрального грабена блоковая структура получила не меньшее развитие. В частности,в это время закладывается разлом,проходящий в средней части Сасырлыкского прогиба. Об этом можно судить по появлению габбро, интрузии которых связаны с описываемой фазой складчатости. В области центрального грабена одновозрастными интрузивными образованиями мы считаем массивы гор

Котнак и Андассай, также приуроченных к линиям разрывных дислокаций. Естественно, что после указанных орогенических движений, наиболее резко проявившихся в области центрального грабена, образования верхнего карадока, выраженные в этой структуре трансгрессивной серией осадков, в ряде мест сложены грубовалунными накоплениями. К последним относится конгломератовая свита гор Майжарлыган, Караунгурская толща лога Каратал и одновозрастные с ними образования родника Ергебулак и северо-западной оконечности рассматриваемой структуры.

Кроме того, осадки этого возраста очень изменчивы фациально, а также в отношении мощностей. В области седловины, располагающейся на продолжении Чуйского горста, мощность верхнего ордовика вообще незначительна, в то время как по обе стороны от нее располагаются глубокие прогибы, в которых накапливаются осадки мощностью 2000—2500 м. Иными словами, формирование разных участков и блоков внутри центрального грабена идет независимо друг от друга.

Любопытно, что во второй половине верхнего ордовика (частично в верхнем карадоке, частично уже в ашгильский век) вновь широкое развитие получает флиш. Напомним, что этот тип осадков характерен для района Чу-Илийских гор, гор Майжарлыган, лога Каратал, родника Ергебулак. Заслуживает внимания то обстоятельство, что и в эту эпоху появление флишевых осадков имеет место после общего глубокого погружения бассейна, следующего за периодами поднятий, способствовавших дальнейшему расчленению описываемой территории, а также активизации кордильер и срединных прогибов.

В области Прибалхашского прогиба, как это видно из палеогеографической схемы, площадь распространения осадков верхнего ордовика сильно расширяется, и структура испытывает значительное прогибание. То же может быть отмечено для Сасырлыкского прогиба. Однако, здесь появляются уже элементы блоковой структуры (см. фиг. 108).

Итак, в течение верхнего ордовика сохраняется общая тенденция развития Бет-Пак-Далы, наметившаяся в эпоху среднего ордовика, т. е. главной ареной осадконакопления и тектонических процессов по-прежнему является область центрального грабена. Тем не менее, все более и более активизируется территория Западнобалхашского синклинория.

Заканчивается эпоха верхнего ордовика новым пароксизмом складчатости, имевшим место уже на границе с силуром. В это время вновь возникает ряд разрывных нарушений, по которым проникают трещинные интрузии гранитоидов γ_3.

Особо широко развиты разломы, а соответственно и приуроченные к ним гранитоиды, в Сарытумской зоне, до тех пор представлявшей собой наименее дифференцированную часть центрального грабена. Вновь оживают краевые разломы Джалаир-Найманской структуры. Максимальная концентрация интрузий наблюдается при этом вдоль северного краевого разлома, а также в области стыка его с поперечным разломом, идущим от Чуйской глыбы. Активизируются также разломы юго-восточной окраины последней, в связи с чем происходит внедрение Огузставского массива. Кроме того, появляется Атасуйский массив, приуроченный к линии одноименного разлома, видимо, существовавшего уже в это время.

Таким образом, конец ордовика и граница его с силуром, так же как охарактеризованная выше граница кембрия и ордовика, отмечены интенсивной орогенией и заложением ряда глубинных разломов, создающих зоны, легко проницаемые для магматических тел.

Итак, подводя итог всему сказанному о периоде ордовика, необходимо отметить, что в отношении структурообразования для него характерны следующие черты.

1. Наиболее активной в указанное время является область центрального грабена, которая вступает во вторую стадию развития геосинклинали. Это выражается, во-первых, в значительной дифференциации этой, прежде единой в структурном отношении, зоны, во-вторых, в широком развитии здесь флишевой формации.

2. Происходит постепенное сокращение областей поднятий. В частности, значительно сокращается площадь Джильтавской глыбы в связи с раскалыванием юго-восточной ее части и расширением за этот счет территории Джалаир-Найманской зоны. Кроме того, вновь начинают прогибаться области Прибалхашского и Сасырлыкского прогибов.

3. Возникает поперечный горст-антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении и секущий ранее заложенные северо-западные структуры вкрест простирания.

4. В результате всех перечисленных явлений территория Бет-Пак-Далы из области некогда линейной складчатости превращается в типичную глыбово-складчатую страну.

СИЛУР

В следующий, силурийский, период палеогеографическая и структурная обстановка Бет-Пак-Далы претерпевает дальнейшие изменения.

Напомним, что образования этого возраста развиты в пределах интересующей нас территории крайне ограниченно. При этом они приурочены совсем не к тем областям, в которых шло основное осадконакопление в ордовике. Так, территория центрального грабена, где ордовикские образования были развиты наиболее полно и к тому же достигали особо значительных мощностей, в силурийский период представляла собой область сноса и денудации. В противоположность этому в зоне Прибалхашского прогиба, значительно расширившейся, в рассматриваемое время накапливается весьма пестрый комплекс осадков (фиг. 109).

Это, с одной стороны, вулканогенные образования среднего и основного ряда, формирование которых, несомненно, происходило в подводных условиях, с другой — рифовые известняки с обильной фауной и, наконец,— быстро сменяющие их по простиранию красноцветные терригенные осадки. Мощность указанных пород колеблется от 650 до 850 м.

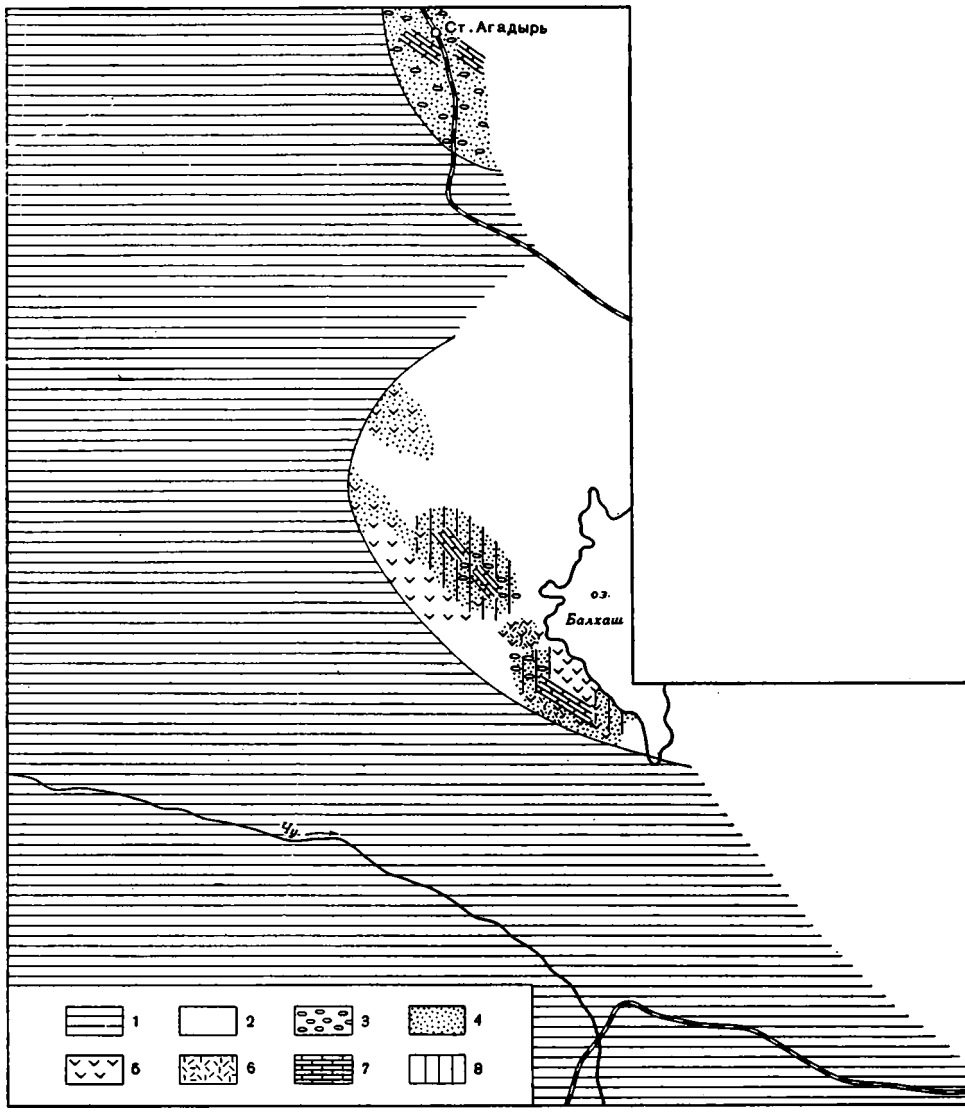
Можно думать, что рельеф описываемого бассейна был достаточно сложным. Вероятно здесь существовал целый архипелаг островов и рифов, способствовавший отшнуровыванию отдельных мелководных водоемов, в которых одновременно шло накопление образований столь различного габитуса.

Помимо Прибалхашского прогиба осадки силурийского возраста известны также на северо-восточном склоне Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, где они выражены существенно в иных фациях. Здесь шло накопление однообразной серии граувакк, местами содержащих линзы известняков с фауной. Как это известно из наблюдений в соседних районах, этот бассейн представлял собой лишь край обширного водоема, далеко распространявшегося на восток и северо-восток. Таким образом, в области Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия мы имеем дело с фациями открытого моря.

Резкое отличие образований двух охарактеризованных выше районов, несомненно, указывает на то, что они были не связаны между собой и разделены областью суши, которая в это время распространяется на значительную часть территории Бет-Пак-Далы (см. фиг. 109).

Изложенные факты позволяют хотя бы приближенно восстановить ту структурную обстановку, которая имела место на исследованной нами территории в силурийский период. Очевидно, после складчатости конца

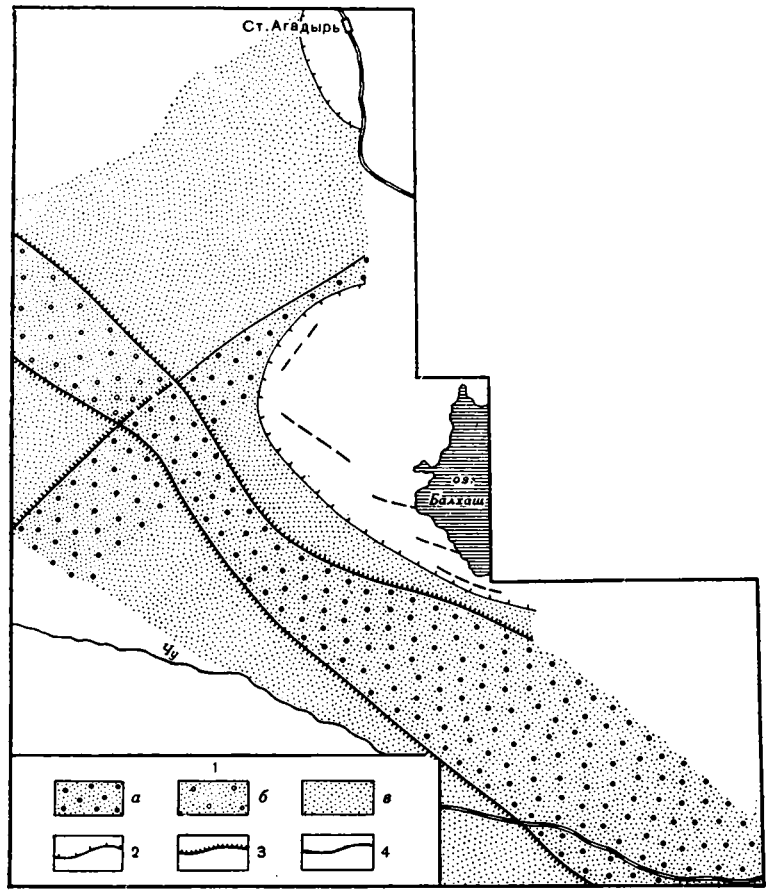
ордовика, вызвавшей заложение ряда новых разрывных нарушений и появление многочисленных тел гранитоидов, значительная часть Бет-Пак-Далы испытала поднятие. В частности, несомненно была поднята область центрального грабена, воздымавшаяся над остальной территорией в виде гребня со сложной блоковой структурой, унаследованной им от ордовика.



Фиг. 109. Палеогеографическая схема силура Бет-Пак-Далы. Составила Н. Г. Маркова:
1 — области сноса; *2* — области накопления; *3* — конгломераты; *4* — песчаники; *5* — порфириты; *6* — кислые эффузивы; *7* — известняки; *8* — красноцветные фации

Не имея возможности из-за недостатка материала полностью представить себе строение этого гребня, мы, однако, не сомневаемся, в том, что он имел характер горста, с обеих сторон ограниченного линиями глубинных разломов. Активная жизнь этих разрывных нарушений во все предыдущие периоды, а также в последующий девонский, дает все основания предполагать наличие их также и в силуре.

Можно думать, кроме того, что описываемый горст характеризовался ступенчатым строением, так как едва ли мог полностью снивеллироваться резко выраженный в конце ордовика поперечный разлом, прослеживающийся от области Чуйской глыбы. Таким образом, северо-западная часть центрального грабена в силурийский период представляла собой наиболее низко опущенную ступень его, воздымавшуюся, однако, над областью Сасырлыкского прогиба и прилегающей частью Чуйской глыбы.



Фиг. 110. Структурная схема силура Бет-Пак-Далы.
Составила Н. Г. Маркова:

1 — области поднятий: наиболее высоко поднятые (*а*), промежуточные (*б*), ниже всего стоящие (*в*); *2* — области прогибов; *3* —глубинные разломы; *4* — предполагаемые разрывные нарушения

Все это мы попытались изобразить на прилагаемой структурной схеме (фиг. 110).

Что касается прогибов, существовавших в силуре, и их структуры, то об этом можно сказать очень немного. Область Прибалхашского прогиба в этот период, по сравнению с ордовиком, значительно расширилась, захватив частично территорию возникшего незадолго перед тем поперечного горст-антиклинория. В бортовых частях прогиба видимо существовал ряд мелких трещин, по которым происходило излияние лав, появляющихся то в той, то в другой части разреза силура. Однако восстановить точное местоположение этих, кратковременно существовавших и быстро залечившихся

разрывных нарушений представляется нам крайне затруднительным, поэтому на фиг. 110 мы показали их пунктиром.

Несомненно также, что внутри Прибалхашского прогиба наблюдался ряд внутренних поднятий, обусловивших собой пестроту фаций накапливавшихся в это время осадков. Но из-за отсутствия достаточных данных мы сочли более правильным не выражать их графически, а упомянуть об их существовании только в тексте.

Относительно прогиба, расположенного на северо-восточном склоне Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, можно сказать лишь то, что он представлял собой краевую часть так называемого Токраусского синклинория, уже существовавшего в это время, но располагавшегося в основном за пределами рассматриваемой территории.

Итак, кратко резюмируя все сказанное о периоде силура, необходимо отметить, что в течение его превалирующая роль на территории Бет-Пак-Далы принадлежит поднятым областям. К последним присоединяется и зона центральной полосы, до тех пор являвшаяся глубоким прогибом. Опущенные участки играют подчиненную роль и приурочены лишь к области Прибалхашского прогиба и Токраусского синклинория.

ДЕВОН

В девонский период, следующий за только что рассмотренным, территория Бет-Пак-Далы снова активизируется и претерпевает существенную перестройку.

Нижний и первая половина среднего девона. В эпоху нижнего девона вновь происходит опускание области центрального грабена, который, таким образом, из поднятой зоны снова превращается в область прогибания.

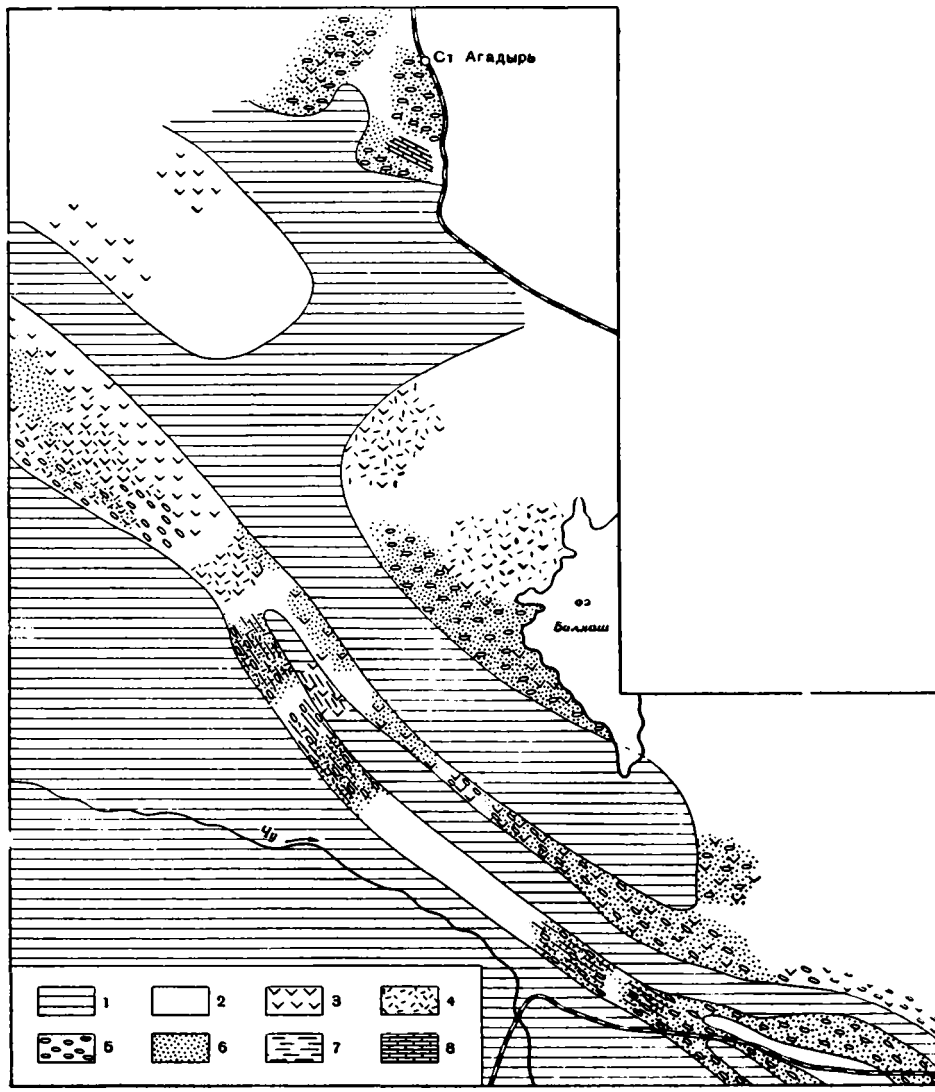
Однако процесс прогибания идет неравномерно, так как на большей части описываемой структуры в него вовлекаются лишь бортовые части, образующие своего рода краевые рвы; середина же остается поднятым гребнем.

Указание на такую направленность развития мы находим в фациальном характере осадков рассматриваемой эпохи. Напомним, что вдоль северо-восточного склона центрального грабена образования нижнего девона, а частично и низов среднего (так называемая сугандинская свита) представлены преимущественно вулканогенными толщами основного и среднего ряда (андезитовые и диабазовые порфириты), а также терригенными осадками (фиг. 111). В противовес этому на юго-западном склоне мы сталкиваемся, в первую очередь, с красноцветными континентальными накоплениями типа моласс, в подчиненном количестве содержащими прослои эффузивных пород, при этом почти исключительно кислого состава.

Укажем также, что полнота разреза сугандинской серии, ее мощность, соотношение внутри нее вулканогенных и осадочных пород претерпевают изменения по простиранию рассматриваемых полос (см. гл. II, разрезы мульд гор Джамбул, Андассай, Байгара, Жамбасши и к югу от последней, а также района Чу-Илийских гор). Это несомненно говорит, с одной стороны, о существовании в пределах центрального грабена срединного поднятия, обусловившего фациальное различие пород «краевых рвов», с другой — о наличии перегибов внутри последних, способствовавших образованию ряда замкнутых мульд, развивавшихся независимо друг от друга.

Очевидно с северо-восточной стороны описываемое срединное поднятие, или гребень, было ограничено линией глубинного разлома, в пользу чего свидетельствуют обилие и мощность накапливавшихся здесь основных лав трещинного типа. С юго-запада борт его нормально погружался в сопряженный с ним узкий прогиб. На широте гор Агашжайляу срединное

поднятие было значительно снижено, образуя лишь небольшую седловину, покрывавшуюся существовавшим здесь водным бассейном. В связи с этим в этой части центрального грабена сугандинская свита представлена однообразной толщей пород, несущей в себе как бы смешанные черты фаций юго-западного и северо-восточного склонов.

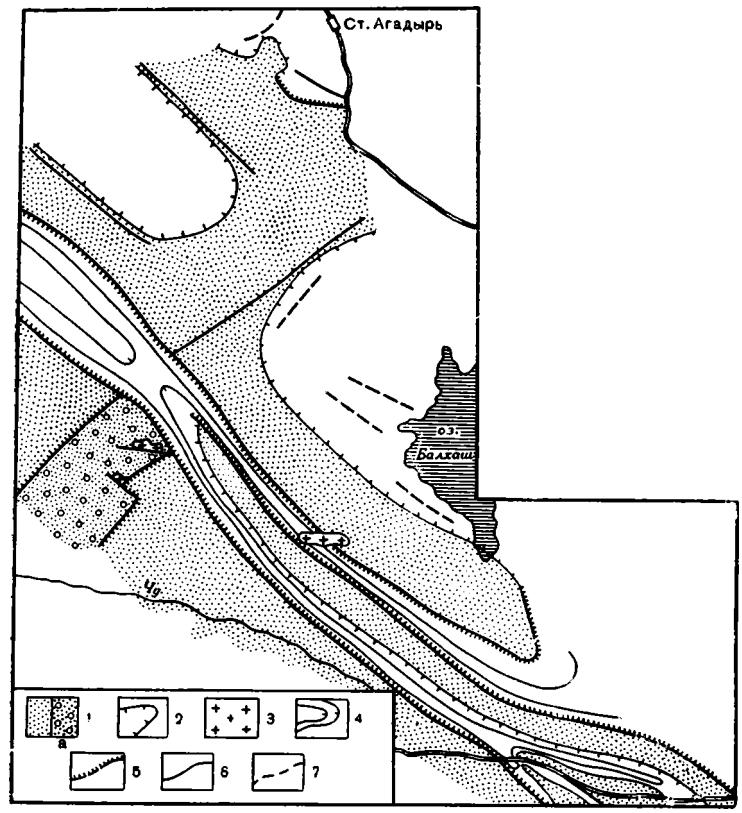


Фиг. 111. Палеогеографическая схема Бет-Пак-Далы для нижнего — среднего девона (D_1 —D_2^1). Составила Н. Г. Маркова:

1 — области сноса; *2* — области накопления; *3* — порфириты среднего и основного состава; *4* — кислые лавы и их туфы; *5* — конгломераты; *6* — песчаники и алевролиты; *7* — аргиллиты; *8* — известняки

Укажем, что существование седловины, приуроченной к области разлома северо-восточного простирания, идущего от Чуйской глыбы, свидетельствует, как нам кажется, в пользу того, что этот последний продолжал существовать в течение всего нижнего девона.

Что касается области Прибалхашского прогиба, то эта структура сохраняет в нижнедевонскую эпоху столь же обширные размеры, как и в предшествовавший силурийский период. При этом, основываясь на широком распространении образований сугандинской свиты, выраженной в тех же фациях, что и в области центрального грабена, можно с уверенностью говорить о связи этих двух водоемов.



Фиг. 112. Структурная схема Бет-Пак-Далы для нижнего — среднего девона (D_1 — D_2^1). Составила Н. Г. Маркова:

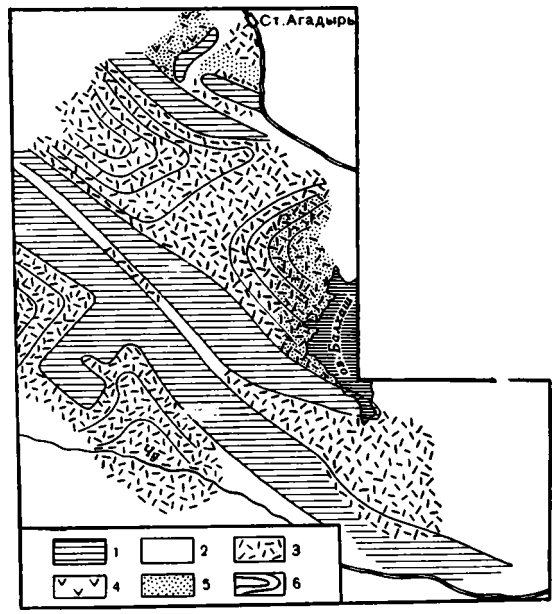
1 — области поднятий (*а*), приподнятые участки (*б*); *2* — области прогибов; *3* — интрузии гранитоидов; *4* — условные изогипсы; *5* — глубинные разломы; *6* — более мелкие разломы; *7* — предполагаемые трещины и мелкие сколы

Действительно, как это видно из колонок, изображенных на фиг. 86, и из прилагаемой палеогеографической схемы, широкое развитие здесь имеют терригенные породы, а также вулканогенные образования. Среди последних обычно преобладают лавы андезитового и дацитового состава и их производные, тем не менее общий облик толщи чрезвычайно близок к одновозрастным образованиям северо-восточного прогиба центрального грабена.

Это обстоятельство, а также отсутствие образований сугандинской свиты на большей части территории Сарытумского грабена указывают на то, что в рассматриваемую эпоху область Джильтавской глыбы была спаяна воедино с Бурунтавским геоантиклинальным поднятием. При этом восточная граница этого крупного поднятия намечается в районе степи Жусан-Дала (бассейн лога Батаборум), где, судя по обилию вулканических образований, проходил скол, обусловивший опускание восточной части Джиль-

тавской глыбовой структуры. Таким образом, связь Прибалхашского прогиба с северо-восточной частью центрального грабена выступает совершенно отчетливо.

Что касается внутреннего строения Прибалхашского прогиба в течение нижнего девона, то быстрая изменчивость по простиранию развитой здесь серии пород и преобладание в разрезах то вулканогенных, то осадочных образований говорят о наличии ряда внутренних поднятий. Восстановить



Фиг. 113. Палеогеографическая схема Бет-Пак-Далы для второй половины среднего девона (D_2^2). Составила Н. Г. Маркова:

1 — области сноса; *2* — области накопления; *3* — кислые эффузивы; *4* — эффузивы среднего и основного состава; *5* — терригенные осадки; *6* — условные изогипсы

контуры и местоположение последних в настоящий момент, однако, является крайне затруднительным. Несомненно, кроме того, что так же, как и в силуре, здесь существовал ряд трещин и мелких сколов, служивших путями для выхода магмы.

В области Сасырлыкского прогиба в эпоху нижнего девона шло накопление мощной серии порфиритовых лав как основного, так и среднего состава (мунглинская свита). Выходы их в настоящее время известны лишь на ограниченных участках вдоль юго-западного и северо-восточного краев структуры. Границы последней, в связи с этим, не вполне ясны и обозначены нами пунктиром (фиг. 112).

Едва ли, однако, Сасырлыкский прогиб простирался в это время далеко на юго-восток. Скорее он ограничивался в этом направлении широкой и пологой седловиной, резко обрубленной разломом со стороны Прибалхашской структуры.

Вдоль юго-западного и северо-восточного бортов прогиба несомненно проходили разломы, служившие путями для выхода лав. Один из них частично совпадал с линией Атасуйского разлома, который, таким образом, в это время вновь испытал обновление.

Наконец, в области Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия образования нижнего девона распростра-

нены значительно, но не повсеместно. Самые нижние, базальные горизонты (жединский ярус) известны лишь на территории так называемых Карагизской и Беркутинской мульд, расположенных в зоне Акжар-Сарытумских разломов (фиг. 111). Базальные слои представлены частично карбонатными, частично терригенными осадками в фациях открытого моря. Появление их здесь несомненно указывает на то, что Акжал-Аксоранская зона разломов в это время уже заложилась и началось ее прогибание.

Значительно расширяется территория бассейна в кобленцский век, когда в связи с трансгрессией, шедшей с юго-востока, очевидно из области северо-восточного Прибалхашья, море проникает также и в северную часть рассматриваемой структуры. Осадки этого времени крайне однообразны и представлены серией терригенных пород с морской фауной. Лишь в области Ортавской мульды среди них появляются горизонты порфиритовых лав, проникавших сюда, очевидно, по ряду мелких разрывных нарушений. Укажем также, что Сарыбулак-Чажагайская зона, а также территория Алабас-Жельдытавского антиклинория в эпоху нижнего девона представляли собой область поднятия, отделявшего только что описанный северный прогиб от Сасырлыкского и Прибалхашского. Этим в значительной мере определяется резкое отличие фаций названных структур.

Итак, подытоживая все сказанное об эпохе нижнего девона и частично начале среднего[1], следует отметить следующее.

1. Структурное расчленение Бет-Пак-Далы в это время вновь достигает значительных размеров.

2. Область центрального грабена опять превращается в узкую глубоко прогнутую зону, осложненную при этом срединным поднятием типа горста.

3. В «краевых рвах» этой центральной структуры, так же как на территории связанного с ними Прибалхашского прогиба, происходит накопление мощной толщи моласс и сопровождающих их вулканогенных пород среднего и кислого ряда, т. е. образований, характерных для заключительной стадии развития геосинклиналей, когда внутри последних начинается формирование ряда межгорных прогибов и впадин.

4. Остатки Джильтавской глыбы, значительно сокращенной благодаря сколу, прошедшему в районе степи Жусан-Дала, сливаются с Бурунтавским геоантиклинальным поднятием, образуя единое поднятие.

5. Вновь намечается Сасырлыкский прогиб, несколько расширившийся по сравнению с контурами этой структуры, существовавшей в верхнем ордовике.

6. В Атасу-Моинтинском геоантиклинальном поднятии происходит заложение Акжал-Аксоранской зоны разломов, в которую проникает морской бассейн, заходивший сюда в виде языка с юго-востока. Намечаются также мелкие сколы на территории Ортавской мульды.

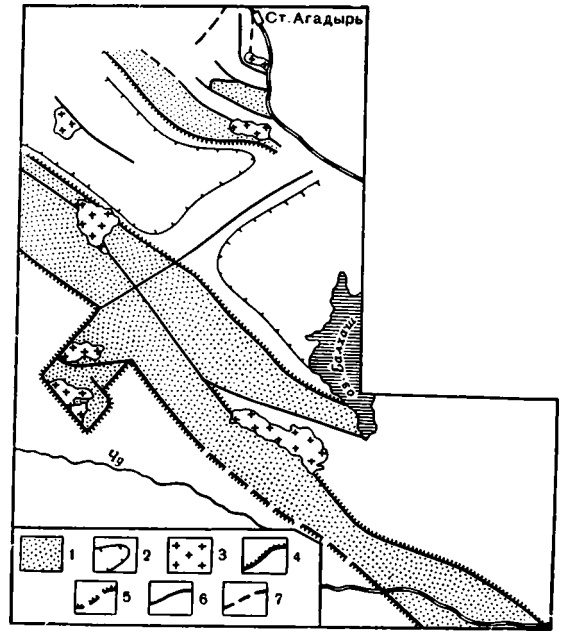
7. Заканчивается рассматриваемая эпоха $D_1 — D_2'$ складкообразовательными движениями, с которыми связывается внедрение гранитоидов первого девонского цикла (γ_4). Они располагаются в зоне краевого разлома центрального грабена (Акманглайский и Кызылжартасский массивы), в области Чуйской глыбы (Буденекудукский и Акбасставский массивы).

Вторая половина среднего девона. Упомянутая выше складчатость изменила структуру и палеогеографию Бет-Пак-Далы. Произошло значительное перераспределение областей накопления и сноса, а соответственно зон прогибов и поднятий.

Главными областями накопления в это время, помимо территорий Прибалхашского и Сасырлыкского прогибов, являются также Джильтавская глыба и некоторые участки Чуйского

[1] Наиболее вероятный возраст сугандинской свиты.

и Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий (см. фиг. 113). Область центрального грабена, срастающаяся с Чуйской глыбой, полностью лишена образований этого возраста, Бурунтавское геоантиклинальное поднятие также. Лишь в промежутке между ними, в приразломной полосе наблюдается узкая, прерывистая полоса лав среднего девона, местами заходящая в краевую часть бывшего центрального грабена (район гор Хантау и Кой-жарлыган).



Фиг. 114. Структурная схема Бет-Пак-Далы для второй половины среднего девона (D_2^2). Составила Н. Г. Маркова:

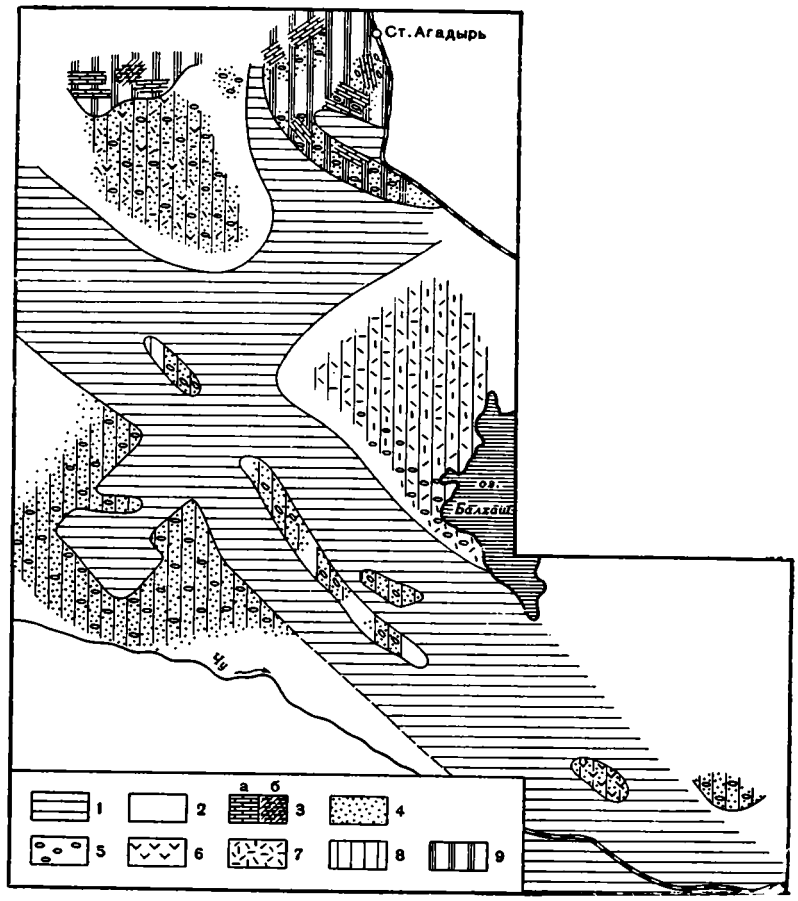
1 — области поднятий; *2* — области прогибов; *3* — интрузии гранитоидов; *4* — глубинные разломы; *5* — предполагаемое их продолжение; *6* — второстепенные разломы; *7* — мелкие трещины и сколы

По своему составу и характеру образования второй половины среднего девона крайне однообразны и, как правило, представлены серией кислых лав и их производных. В виде исключения встречаются подчиненные прослои красноцветных осадочных пород с остатками флоры (Прибалхашский прогиб). Лишь на территории Атасу-Моинтинской структуры, и то местами, главным образом в зоне Акжар-Сарытумских разломов, а частично в Ортавской мульде наблюдаются терригенные образования с фауной открытого моря.

Соответственно со сказанным распределяются на структурной схеме поднятия и прогнутые территории (фиг. 114).

Отметим, что во второй половине среднего девона, в связи с новым пароксизмом орогении оживают некоторые глубинные разломы, по которым происходит подача лав. Прежде всего вновь обновляются краевые разломы центрального грабена. Проникающие по ним эффузивные образования растекаются при этом в разные стороны и выполняют, с одной стороны, депрессии на территории Чуйского поднятия, с другой, погрузившуюся в этот момент область Джильтавской глыбы, а также узкую приразломную полосу, протягивающуюся между этой последней и территорией Бурунтавского геоантиклинального поднятия.

Кроме того, вновь активизируется разлом, проходящий на границе между Бурунтавским геоантиклинальным поднятием, Сасырлыкским и Прибалхашским прогибами, а также поперечный ему скол, идущий от области Чуйской глыбы. Эти два разлома так же, как и обновившийся Атасуйский скол, лишь несколько изменивший свое направление в юго-восточной части, открывают пути для тех излияний, которые вызывают накопление мощных толщ эффузивных пород в зонах Сасырлыкского и Прибалхашского прогибов.



Фиг. 115. Палеогеографическая схема Бет-Пак-Далы для верхнего девона. Составила Н. Г. Маркова:

1 — области сноса; *2* — области накопления; *3* — известняки (*а*), кремнистые сланцы (*б*); *4* — песчаники; *5* — конгломераты; *6* — основные эффузивы; *7* — кислые эффузивы; *8* — красноцветные фации; *9* — фации открытого моря

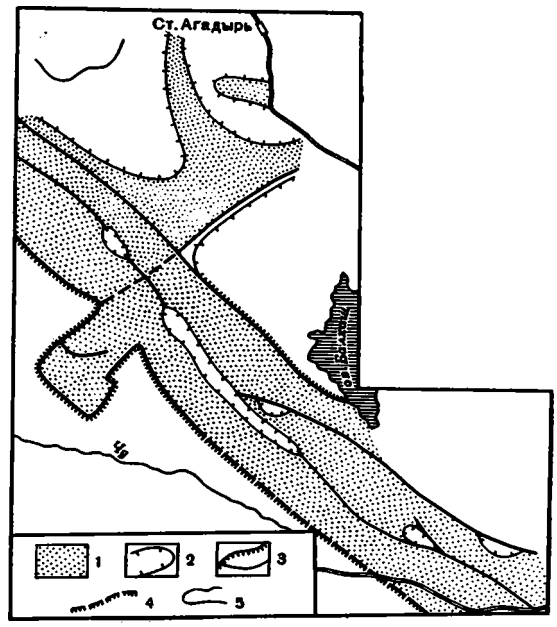
Необходимо указать, что в это же время на территории Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия возникают разрывные нарушения, ограничивающие Сарыбулак-Чажагайскую зону. По ним происходит опускание последней с последующим заполнением ее эффузивными образованиями. Наконец, продолжают активно проявлять себя разломы Акжал-Аксоранской зоны и Ортавской мульды и дополнительно возникают меридиональные сколы в области Таставской структуры.

В результате, в связи с заложением новых и обновлением ряда ранее существовавших разрывных нарушений, на территории Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия создается ряд внутренних массивов

и глыб. В частности, в это время отчетливо обрисовывается Алтынсынганское глыбовое поднятие. Таким образом, создается довольно сложный тектонический рельеф, обусловливающий собой значительную пестроту фаций как среднего, так и верхнего девона.

Наконец, по некоторым из перечисленных выше разрывным нарушениям происходит внедрение гранитоидов второго девонского цикла (см. фиг. 114).

Этим заканчиваются те тектонические процессы, которые известны нам в эпоху среднего девона на территории Бет-Пак-Далы. Кратко они сводятся к значительной перестройке структурного плана последней и перемене знака многих из известных в пределах ее структурных элементов. В частности,



Фиг. 116. Структурная схема Бет-Пак-Далы для верхнего девона. Составила Н. Г. Маркова:

1 — области поднятий; *2* — области прогибов; *3* — линии разломов; *4* — предполагаемое продолжение разломов; *5* — условные изогипсы

отмирает и уже окончательно превращается из глубоко прогнутой зоны в область поднятия такая характерная структура, как центральный грабен. Напротив, область Западно-Балхашского геосинклинального прогиба, на протяжении предыдущих периодов игравшая переменную роль — то воздымавшаяся полностью, то прогибавшаяся на ограниченных участках,— во вторую половину среднего девона оказывается глубоко прогнутой структурой. Она выполнена мощной серией вулканогенных пород, покров которых в области седловины, разделяющей Сасырлыкский и Прибалхашский прогибы, является лишь более тонким.

Верхний девон. Эта эпоха вносит мало нового в палеогеографическую и структурную обстановку, существовавшую на территории Бет-Пак-Далы (фиг. 115, 116). Заметно сокращаются лишь области прогибов и накопления осадков. Так, вся срединная область, т. е. зона центрального грабена, Бурунтавского геоантиклинального поднятия и Джильтавской глыбы полностью лишена осадков этого возраста. Лишь в узкой, приразломной полосе наблюдается серия наложенных мульд — возможно частично объединив-

шихся друг с другом, частично же несомненно развивавшихся разобщенно. Доказательством последнего служит различие разрезов их. Если на северо-западе это исключительно красноцветные терригенные осадки ничтожной мощности (мульда к востоку от родника Ергебулак, Шайтансимес и к югу от уроч. Қокэспе), то на юго-востоке (район Қызылсокского прогиба) это уже значительные накопления не только красноцветных, но и эффузивных пород.

Кроме того, красноцветные образования, занимающие к тому же более значительные площади, известны в депрессиях по обеим сторонам Чуйской глыбы, в Прибалхашском прогибе и на значительной части Сасырлыкской структуры. Разрезы их здесь также сильно варьируют. Напомним, что в Чуйских депрессиях это исключительно терригенные осадки; в Прибалхашском прогибе значительная, часто преобладающая, роль принадлежит вулканогенным породам, слагающим пачки мощностью по 400—500 и более метров. Наконец, в Сасырлыкской структуре это вновь терригенные образования, с подчиненным развитием эффузивов и их туфов. Таким образом, независимость развития друг от друга всех указанных прогибов и существование разделяющих их поднятий — очевидны.

Морские фации верхнего девона наблюдаются лишь на севере, главным образом в области Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия и северной части Сасырлыкской структуры (Джаильминская мульда), куда в верхнем девоне, так же как в нижнем и среднем, заходил морской бассейн.

С точки зрения структурной, картина, имевшая место в верхнем девоне, близка к тому, что описано нами для среднего отдела системы. Сокращаются лишь области прогибов за счет продолжающегося разрастания поднятий. В частности, вновь воздымается седловина между Прибалхашским и Сасырлыкским прогибами и область Джильтавской глыбы.

КАРБОН

Нижний карбон. В эту эпоху продолжается та же тенденция развития Бет-Пак-Далы, которая наметилась в среднем и верхнем девоне. Так, главными областями накопления по-прежнему остаются: территория Западно-Балхашского геосинклинального прогиба, депрессии Чуйского геоантиклинального поднятия, частично район Атасу-Моинтинской структуры. Срединная же полоса, объединяющая зону центрального грабена, Бурунтавского геоантиклинального поднятия, Джильтавской и Чуйской глыб, лишена осадков этого возраста почти полностью, за исключением ничтожных по площади наложенных мульд, частично оставшихся от эпохи верхнего девона (мульда Қокэспе), частично наметившихся вновь (мульды Қарабия и Басбармак).

Такое распределение областей сноса и накопления хорошо видно из прилагаемых палеогеографических схем. Первая из них (фиг. 117) охватывает все турне и низы визе, т. е. отрезок времени до ишимских слоев включительно, вторая относится к верхней половине визе и намюру (фиг. 118).

Из данных, приведенных в гл. II, видно, что в области Чуйских депрессий в турнейский век накапливалась серия морских, преимущественно карбонатных осадков, местами содержащих песчанистые прослои. При этом в юго-восточной части (район Аксорской, Қишкенсорской мульд и др.) песчанистые осадки имели преобладающее значение и были выражены не только в морской, но иногда и в прибрежно-континентальной фации (песчаники с древесиной среднего турне). Такое же непостоянство наблюдалось и в отношении мощностей, резко варьирующих от мульды к мульде (см. фиг. 92).

Во вторую половину визе и в намюре в Чуйских депрессиях откладывается сравнительно однообразная серия песчанистых пород, местами со-

держащих прослои известняков и мергелей. Однако мощности их в этот отрезок времени резко изменчивы.

Все это указывает на то, что даже рассматриваемая, сравнительно небольшая область, представлявшая собой в течение нижнего карбона единый водный бассейн, в тектоническом отношении не была единообразна, а начала распадаться на отдельные, более или менее глубокие впадины и мульды, развитие которых шло разными путями.



Фиг. 117. Палеогеографическая схема Бет-Пак-Далы для турне и низов визе. Составила Н. Г. Маркова:

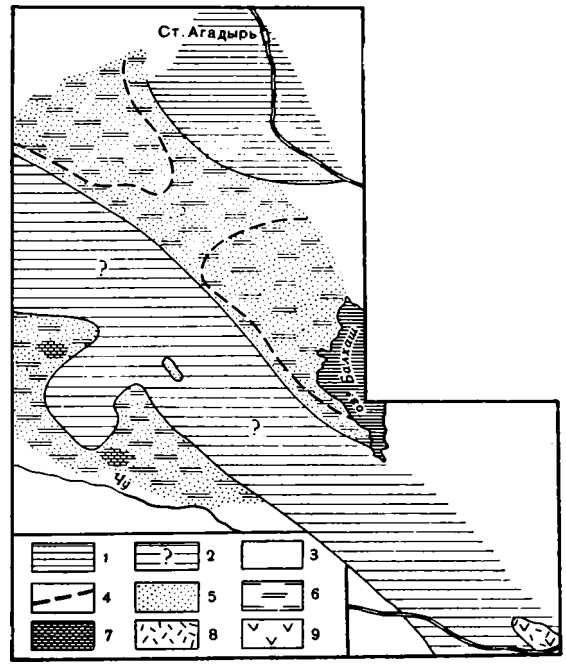
1 — области сноса; *2* — области накопления; *3* — карбонатные осадки; *4* — песчанистые осадки; *5* — кремнисто-глинистые осадки; *6* — кислые эффузивы; *7* — основные эффузивы; *8* — условные изогипсы

Тот же процесс наблюдается и в области Западно-Балхашского геосинклинального прогиба. Бассейн турнейского и визейского веков покрывал собой всю территорию этой структуры. Однако, в связи с тектонической дифференциацией, унаследованной от эпохи верхнего девона и непрерывно углублявшейся, здесь также наблюдаются весьма значительные вариации в фациальном составе и мощностях, накапливавшихся толщ. Главное осадконакопление шло в пределах Сасырлыкского и Прибалхашского прогибов. Разделявшее же их поперечное антиклинальное поднятие хотя и перекрывалось осадками этого возраста, тем не менее представляло собой положительную структуру. Покров отложений нижнего карбона, здесь сравнительно тонкий, позже почти полностью был уничто-

жен; лишь местами сохранились ничтожные пятна, представленные главным образом турнейскими, в меньшей степени визейскими образованиями.

Укажем, что нижнекаменноугольные осадки Сасырлыкского и Прибалхашского прогибов значительно разнятся между собой. Если в первом это почти исключительно карбонатные породы, то во втором главная роль принадлежит терригенным накоплениям, часто представленным при этом пестроцветными породами, содержащими лишь отдельные прослои и пачки известняков и мергелей. Анализ мощностей их показывает, что внутри как Сасырлыкского, так и Прибалхашского прогибов в это время наметился уже ряд более или менее прогнутых впадин и мульд, разрезы которых значительно варьируют (см. фиг. 93 и 94).

Если теперь мы обратимся к области Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, то увидим ту же картину. Верхние горизонты визе и намюр в пределах охваченной нами части этой



Фиг. 118. Палеогеографическая схема Бет-Пак-Далы для верхней половины визе и намюра. Составила Н. Г. Маркова:

1 — области сноса; *2* — области сноса, частично погружавшиеся под уровень моря; *3* — области накопления; *4* — условные изогипсы; *5* — песчаники; *6* — алевролиты и аргиллиты; *7* — известняки и мергели; *8* — кислые эффузивы; *9* — основные эффузивы

структуры отсутствуют полностью. Турне и нижняя половина визейского яруса, т. е. образования до ишимских слоев включительно, в разных участках характеризуются самыми различными фациями и мощностями. Так, в области Ортавской мульды мы встречаемся лишь с нижними частями турнейских отложений, представленных в фации кремнистых сланцев и туффитов. В Беркутинской впадине это частично карбонатные, частично терригенные, морские осадки. В Сарыбулакской структуре, наряду с песчано-карбонатными образованиями, существенная роль принадлежит эффузивным накоплениям. Наконец, в небольшой Чажагайской мульде мы вновь встречаемся главным образом с известковыми породами. Резко варьируют также мощности от 1800 м в Беркутинской структуре до 300 м. в Ортавской мульде.

Наряду с этим в первую половину нижнего карбона на территории Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия несомненно существовал ряд областей сноса, где осадконакопления вообще не происходило. К последним относился, очевидно, район гор Жельдытау, Ортау и Қосмурун, а также уроч. Алтынсынган и гор Узеньжал. Наличие этих внутренних поднятий способствовало отшнуровыванию и изоляции упомянутых выше впадин и мульд и влекло за собой ту пестроту фациального состава, которая характерна для нижнекаменноугольных отложений этой структуры.

Наконец, в центральной полосе, почти полностью лишенной осадков нижнего карбона, мы все же встречаемся с незначительными выходами их, приуроченными к отдельным наложенным мульдам. Это прежде всего отложения мульды Қокэспе, представленные карбонатными и песчанистыми породами мощностью в 150—200 м, песчано-карбонатные осадки мульды Қарабия, мощность которых достигает лишь 155 м. Наконец, это эффузивные образования структуры гор Басбармак, слагающие толщу мощностью до 1000 м.

Нам кажется, что в течение турнейского века и низов визе срединная полоса едва ли полностью перекрывалась осадками этого возраста, а последние концентрировались лишь в небольших локализованных участках. В целом же эта зона представляла собой область сноса, отделявшую территорию Чуйских мульд от Западно-Балхашского геосинклинального прогиба. Этим и обусловливались некоторые отличия в осадконакоплении последних. Сообщение бассейнов, характеризующихся однотипной фауной, вероятно происходило западнее, где описываемая нами поднятая полоса испытывала погружение.

Во вторую половину визе осадконакопление на всей территории Бет-Пак-Далы было настолько однотипным, что можно предполагать, что местами морской бассейн переходил через намеченный выше рубеж. Поэтому на прилагаемой палеогеографической схеме (см. фиг. 118) мы показали область сноса со знаком вопроса. Однако это был все же поднятый, хотя и подводный кряж, где осадки достигали незначительной мощности и были быстро уничтожены последующей эрозией.

Все изложенное позволяет наметить структурную обстановку, имевшую место в течение нижнего карбона на территории Бет-Пак-Далы. Она, как это указывалось выше, была близка к тому, что мы имели для верхнего девона.

Срединная полоса несомненно представляла собой область поднятия. Вероятно так же, как и в верхнем девоне, это был уступ, обрезанный разломами. Последние в течение нижнего карбона не проявляли себя активно, поэтому на прилагаемой структурной схеме (фиг. 119) мы показали их пунктиром. Однако то обстоятельство, что они проявлялись в верхнем девоне, а также, как мы увидим далее, в начале среднего карбона, заставляет считать их существовавшими и в рассматриваемую эпоху.

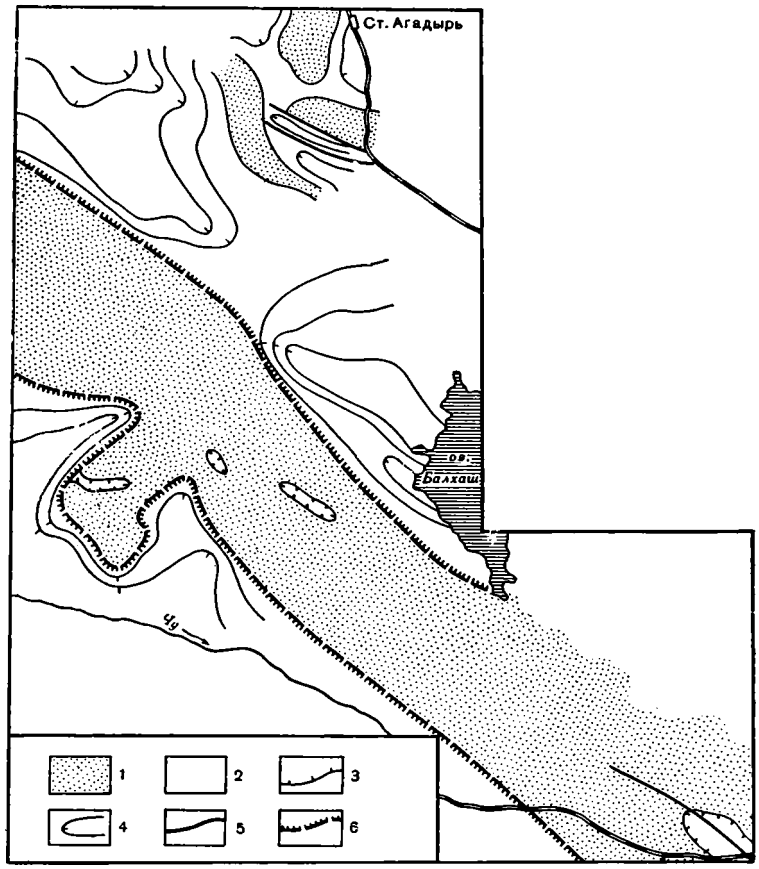
Области прогибов, расположенных по обеим сторонам срединного поднятия, судя по сказанному выше, не были однородны на всем своем протяжении в связи с начавшимся формированием впадин и мульд, которые мы попытались отобразить условными изогипсами. Наконец, здесь существовал ряд внутренних массивов и приподнятых участков, представлявших собой то более резкие выступы древнего основания (район гор Жельдытау и уроч. Алтынсынган), то плоские седловины, сложенные также более низкими, по отношению к карбону, образованиями (пространство между Сасырлыкским и Прибалхашским прогибами).

Что касается активно проявлявшихся разломов, то это вероятно были лишь нарушения, ограничивающие Сарыбулакскую структуру, по которым происходило излияние выполняющих ее эффузивных толщ, а также разлом в районе гор Басбармак (юго-восток исследованной территории). По-

следний представлял собой обновившийся участок ранее существовавшего глубинного разлома.

Такова была структурная обстановка нижнекаменноугольной эпохи.

Средний и верхний карбон. В связи со складчатостью, разыгравшейся на границе C_1 и C_2, структурная обстановка Бет-Пак-Далы вновь изменяется.



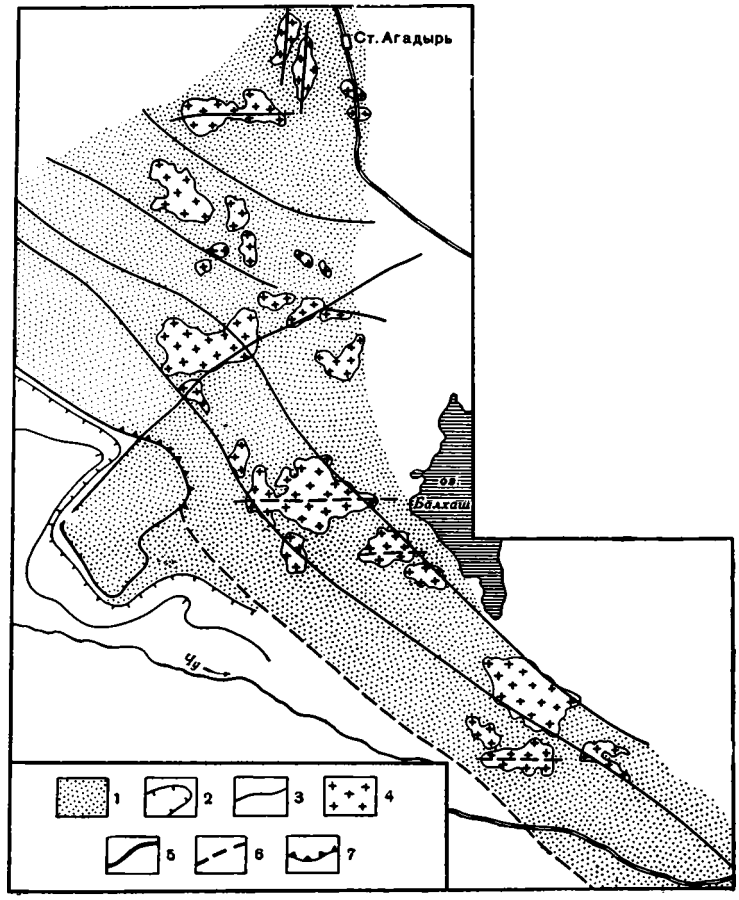
Фиг. 119. Структурная схема Бет-Пак-Далы для нижнего карбона. Составила Н. Г. Маркова:

1 — области поднятий; *2* — области погружений; *3* — области прогибов; *4* — условные изогипсы; *5* — разломы, проявлявшиеся в C_1; *6* — разломы предполагаемые

Происходит внедрение многочисленных массивов гранитоидов раннегерцинского цикла. Наибольшее количество их приурочено к районам, рассеченным ранее существовавшими и вновь оживившимися глубинными разломами: 1) к району, ограниченному краевым разломом центрального грабена и разломом северо-восточного борта Бурунтавского геоантиклинального поднятия; 2) к району, расположенному вблизи северо-восточного нарушения, идущего из области Чуйской глыбы, и 3) к району, протягивающемуся между Атасуйским разломом и разломом центральной части Сасырлыкского прогиба (фиг. 120). Укажем, что краевой разлом центрального грабена в юго-восточной части в это время, очевидно, несколько уклонился от прежнего своего направления и соединился с разрывом района Кызылсокского прогиба. Произошло также объединение северного разлома Бу-

рунтавского геоантиклинального поднятия с разломом Сарытумского грабена. В целом же указанные разрывные нарушения представляют собой повторение старых швов.

Можно предполагать, что в рассматриваемую эпоху, кроме перечисленных глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений,



Фиг. 120. Структурная схема Бет-Пак-Далы для начала среднего карбона. Составила Н. Г. Маркова:

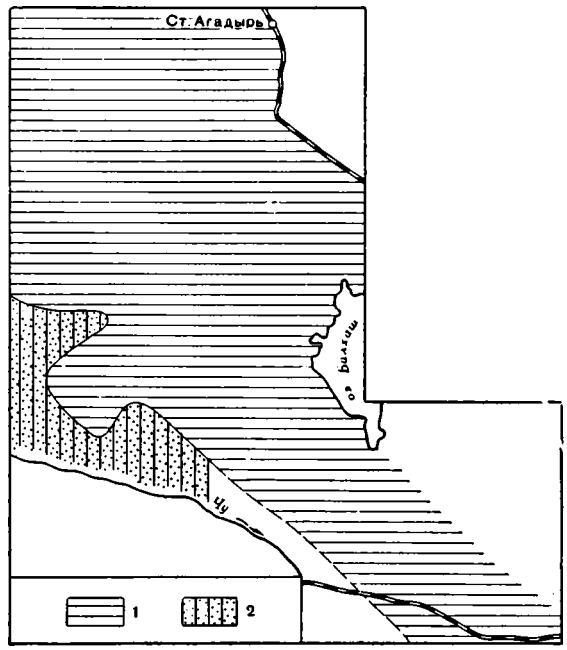
1 — области поднятий; *2* — области прогибов; *3* — условные изогипсы; *4* — интрузии раннегерцинских гранитоидов; *5* — разломы; *6* — предполагаемые разломы; *7* — надвиги

прослеживающихся на значительных расстояниях, некоторую роль играли также более мелкие широтные и меридиональные сколы. На это указывает четкая ориентировка в широтном, реже меридиональном направлениях некоторых массивов гранитоидов, как, например, Ортау, Космурун, Сарытау, Қызылтау, Каиб и др.

Необходимо отметить также, что с описываемым первым мощным этапом герцинской орогении связываются, очевидно, движения в северо-восточном направлении области Чуйской глыбы. Последние вызвали надвигание слагающих ее протерозойских образований на отложения девона и ордовика Джалаир-Найманского грабена. Этот надвиг хорошо заметен на геологической карте, где видно, как полоса ордовикских и девонских пород, срезаемая линией краевого разлома Чуйского геоантиклинального поднятия,

как бы ныряет под протерозойские образования указанной структуры. Амплитуда смещения достигает при этом около 10—15 км (см. гл. I).

Таким образом, прошедшие перед началом среднего карбона орогенические движения, сопровождавшиеся широким внедрением интрузивных тел, способствовали консолидации значительной части территории Бет-Пак-Далы. Известную мобильность сохранила лишь область Чуйских депрессий, в пределах которой в течение среднего и верхнего карбона происходило накопление мощных красноцветных, континентального габитуса толщ.



Фиг. 121. Палеогеографическая схема Бет-Пак-Далы для среднего и верхнего карбона.
Составила Н. Г. Маркова:

1 — области сноса; *2* — область накопления красноцветов

В других участках Бет-Пак-Далы осадков этого возраста неизвестно. Соответственно со сказанным располагаются в рассматриваемую эпоху области сноса и накопления, а также поднятий и прогибов, отображенные нами на фиг. 121.

ПЕРМЬ

Следующий, заключительный этап герцинской орогении проявился в пределах Бет-Пак-Далы значительно слабее. Точно время его определено быть не может, но предположительно оно совпадает с эпохой нижней перми.

Условные пермо-карбоновые и нижнепермские образования, согласно данным, изложенным в гл. II, развиты на территории Бет-Пак-Далы крайне ограниченно. Сюда относятся ничтожные по мощности известняки Кемпир-Такыра, а также уже более мощные эффузивные излияния, выполняющие Ащисайскую наложенную структуру. Предположительно к этому возрасту могут быть отнесены также два массива аляскитовых гранитов, известные в северо-западной и центральной частях интересующей нас территории (массивы Куу и Майкуль).

Можно думать, что эти незначительные проявления магматизма связаны с оживлением некоторых разрывных нарушений, к которым они территориально приурочиваются. Так, очевидно, в это время вновь оживились: разлом северо-западного направления, проходящий через срединную часть Сасырлыкского прогиба, краевой разлом Джалаир-Найманского грабена, а также один из сколов крайней юго-восточной оконечности Джильтавской глыбы.

Движения, с которыми связано оживление указанных разрывных нарушений, носили, очевидно, уже постумный характер, так как значительная часть Бет-Пак-Далы в это время представляла собой область консолидации и сноса. В дальнейшем активность этой территории полностью замирает, и она вступает в новый этап уже платформенного развития, рассмотрение которого не входит в задачу настоящей работы.

Глава IV

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СТРУКТУР

Весь изложенный выше материал позволяет в достаточной степени обоснованно подойти к вопросу о выделении на территории Бет-Пак-Далы ряда генетических типов структур. Графически они изображены нами на прилагаемой тектонической карте (фиг. 122). Из последней видно, что в первую очередь здесь обособляются две следующие основные группы: 1) крупные, геосинклинального типа прогибы, заложившиеся к началу рифея, а затем развивавшиеся в течение всего палеозоя или значительной его части; 2) геоантиклинальные поднятия, сложенные дорифейским комплексом. Первые обнаруживают тенденцию к длительному опусканию и характеризуются полными стратиграфическими разрезами. Во вторых, преобладающее значение имеют процессы поднятия, следствием чего являются резко сокращенные разрезы слагающих их пород.

Внутри как первой, так и второй группы наблюдаются подчиненные структурные типы меньшего размаха и значимости. При этом особо должны быть выделены наложенные структуры, наиболее многочисленные и разнообразные в областях геоантиклинальных поднятий и более однотипные в пределах геосинклинальных прогибов.

Наконец, совершенно самостоятельно выделяются разрывные нарушения, развитие которых тесно связано с формированием перечисленных выше структурных форм и которые также требуют типизации.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПРОГИБЫ, ЗАЛОЖЕННЫЕ К НАЧАЛУ РИФЕЯ

В пределах описанной нами территории известно два крупных геосинклинальных прогиба (Джалаир-Найманский и Западно-Балхашский), заложившихся к началу рифея и далее унаследованно развивавшихся до конца палеозоя. На первой стадии они представляли собой однотипные, ничем не осложненные, линейно вытянутые синклинальные структуры. Позже развитие их пошло разными путями, и из них выработались отличные генетические типы.

ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Джалаир-Найманский геосинклинальный прогиб или центральная грабен-геосинклиналь является наиболее своеобразным и характерным типом структур Бет-Пак-Далы. Кратко резюмируя все сказанное о ней выше, необходимо отметить следующие ее основные черты.

Это узкий (от 25 до 50 км) геосинклинальный трог, протягивающийся в северо-западном направлении через всю территорию Бет-Пак-Далы на расстоянии около 600 км, а на северо-востоке раздваивающийся наподобие

вилки, образуя два рукава: собственно Джалаир-Найманский и Сарытумский грабены. По краям трог ограничен длительно развивавшимися глубинными разломами; внутри пересечен рядом также преимущественно северо-западных разрывных нарушений, обусловливающих блоковое строение его. Складчатые деформации развитые в нем незначительно, в отдельных блоках и имеют резко подчиненное значение. Сильная раздробленность описываемой структуры способствовала легкой проницаемости ее для магматических тел — различных интрузий и эффузий, непрерывное появление которых прослеживается на протяжении всей истории развития грабен-геосинклинали. Явно выраженная тенденция к прогибанию повлекла за собой накопление в пределах последней колоссальных толщ палеозойских осадков, общая мощность которых достигает 18 000 м.

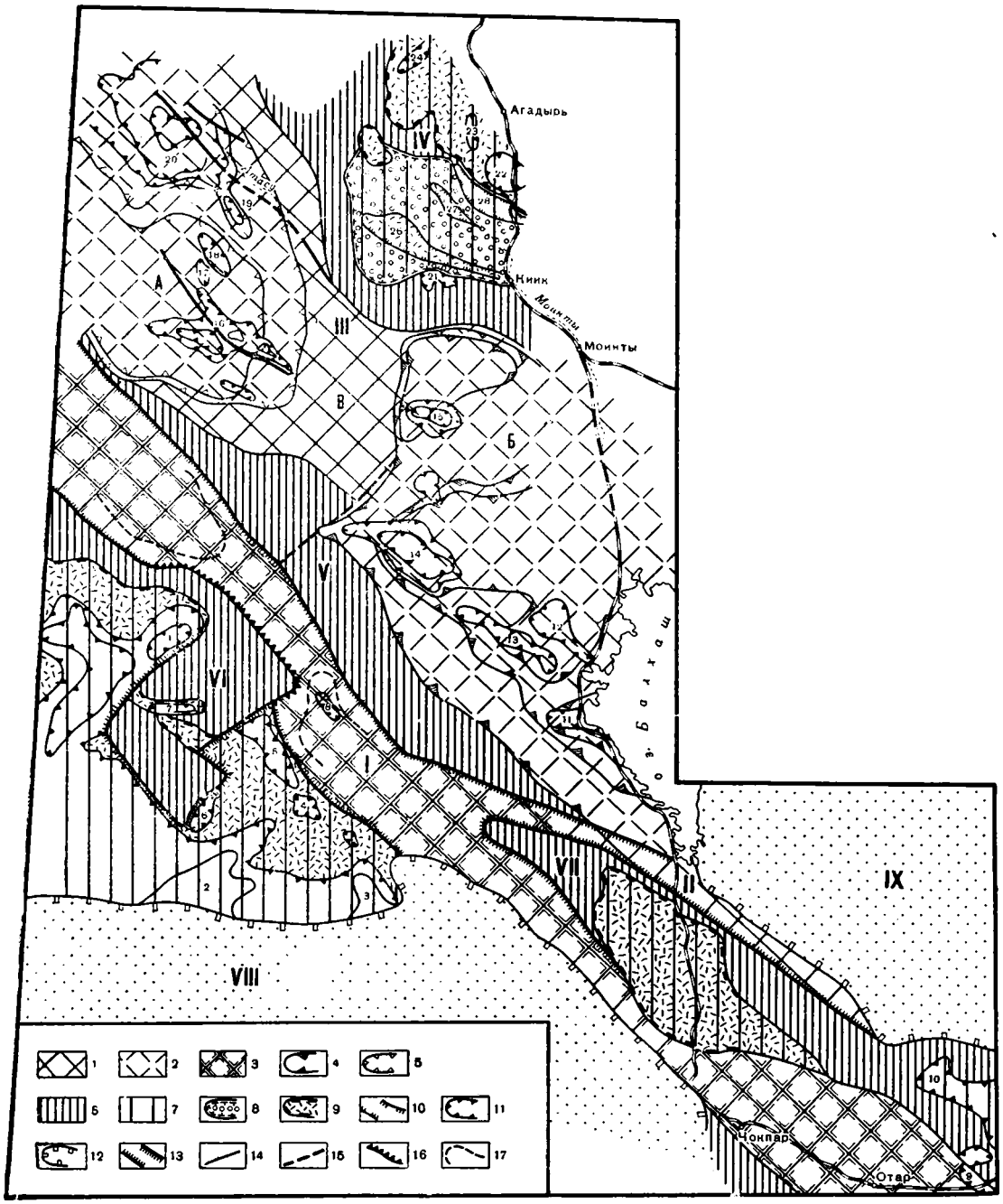
Анализ фактического материала позволяет говорить о том, что Джалаир-Найманская структура на протяжении своего существования от рифея до нижнего девона включительно характеризовалась типичным геосинклинальным режимом и прошла три стадии развития. В первый этап, в течение рифея и кембрия, в ней происходило накопление колоссальной мощности толщ базальтоидных лав, кремнистых осадков и граувакк, а также внедрение мелких и согласных тел ультраосновных интрузий, образующих так называемый Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс. В структурном отношении это был еще сравнительно просто построенный корытообразный трог. Второй этап развития последнего совпадает с периодом ордовика, когда наблюдаются значительная дифференциация и усложнение внутренней структуры трога. В это время происходит накопление мощных грауваккових и флишоидных формаций, сопровождавшееся внедрением габбро и трещинных интрузий гранитоидов, также согласных с общим простиранием пород. В нижнем девоне, после некоторого периода поднятий и денудации, описываемая грабен-геосинклиналь, значительно расширившаяся и осложнившаяся срединным поднятием и сопряженными узкими прогибами, вступает в заключительный этап своего развития. В это время в ней начинают отлагаться мощные молассы, сопровождающиеся излияниями кислых, а местами основных и среднего состава лав. Одновременно происходит внедрение некоторых порций интрузий гранитоидов. В конце нижнего девона Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь заканчивает свое существование и принимает форму «рубца» со сложным внутренним строением и высокоподнятым горным рельефом.

ЗАПАДНО-БАЛХАШСКИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб, также возникший к началу рифея и развивавшийся до карбона включительно, относится к иному структурному типу. Это широкий (до 160 км и более) плоский прогиб, вытянутый в северо-западном направлении и почти лишенный разломов играющих в его формировании второстепенную роль. В средней части он осложнен Акдолинским поперечным антиклинальным поднятием, подразделяющим его на два дополнительных, изометричных очертаний прогиба — Прибалхашский и Сасырлыкский. Различная история развития последних приводит к формированию в пределах их также различных структурных типов.

Акдолинское антиклинальное поднятие

Акдолинское поперечное антиклинальное поднятие представляет собой пологий свод, возникший в срединной части Западно-Балхашского геосинклинального прогиба в конце рифея и ориентированный в направлении, близком к меридиональному. Ширина его достигает около 50 км при длине в 80 км. В строении поднятия участвуют два резко отличных в структурном



Фиг. 122. Тектоническая карта восточной Бет-Пак-Далы. Составила Н. Г. Маркова:

Геосинклинальные прогибы, заложенные к началу рифея: *1* — область геосинклинальных прогибов; *2* — область геосинклинальных прогибов, перекрытая позднейшими прогибами; *3* — грабен-геосинклиналь, развивавшаяся до нижнего девона включительно. *Позднейшие прогибы, развившиеся на рифейском основании*: *4* — палеозойский унаследованный прогиб; *5* — прогиб прерывистого развития (в основном нижне- и среднедевонский).

Геоантиклинальные поднятия, сложенные дорифейским комплексом: *6* — область геоантиклинальных поднятий; *7* — область геоантиклинальных поднятий, перекрытых наложенными структурами. *Наложенные структуры области геоантиклинальных поднятий*: *8* — нижнепалеозойская мульда; *9* — девонские мульды; *10* — девоно-каменноугольные раздробленные грабены (зоны смятий). *Наложенные структуры, возникшие на различном основании*: *11* — локальные каменноугольные мульды; *12* — третичные впадины

отношении комплекса пород — рифей, смятый в узкие сжатые складки меридионального и северо-восточного простирания, и несогласно залегающий на нем вулканогенный девон, имеющий небольшую мощность и характеризующийся пологой брахискладчатостью. В незначительном количестве наблюдается также нижний ордовик, представленный эффузивными и терригенными породами, имеющими узколокальное распространение в восточной части структуры.

Таким образом, разрез послерифейских отложений Акдолинского поперечного антиклинального поднятия оказывается маломощным и сильно сокращенным, что указывает на превалирующую роль в его развитии процессов поднятия.

Интрузивные проявления в пределах рассматриваемой структуры довольно значительны. Наиболее широко распространены герцинские гранитоиды, часть которых образует ряд крупных массивов, сконцентрированных на юго-востоке, часть рассеяна в виде мелких тел в северо-западной части структуры. Кроме того, отсюда известны небольшие штоки силурийских гранитоидов.

Разрывные нарушения на территории Акдолинского поперечного поднятия имеют ограниченное распространение и приурочены преимущественно к краевым частям его. Так, на севере проходит линия Атасуйского разлома, отделяющая Акдолинский свод от Атасу-Моинтинской структуры, а на юго-востоке — глубинный разлом северо-восточного простирания, идущий от области Чуйской глыбы. Последний четко проявлен лишь в пределах гранитных массивов Булаттау и Матуртюбек, а далее скрыт под девоно-каменноугольными образованиями Прибалхашского прогиба.

Два указанных глубинных нарушения, от которых ответвляется ряд второстепенных разрывов, представляют собой те зоны проницаемости, по которым происходило проникновение в пределы описанной структуры как интрузивных тел, так и эффузивных образований.

Прибалхашский прогиб

Прибалхашский прогиб — это изометричной формы структура, сформировавшаяся в юго-восточной части Западно-Балхашского геосинклинального прогиба в связи с возникновением поперечного поднятия. Развитие прогиба, унаследованного, таким образом, от рифея, продолжалось затем на протяжении всего палеозоя, о чем свидетельствует полный, лишь с небольшими пробелами, разрез последнего.

Первые этапы жизни Прибалхашского прогиба (до D_1 включительно) в некоторых отношениях близки к развитию Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали. Так, здесь наблюдается аналогичный формационный ряд, намечающий те же основные этапы развития этой структуры. Однако мощность накопившихся отложений здесь значительно меньше. Кроме того, эффузивные образования имеют в Прибалхашском прогибе лишь локальное распространение и не получают того массового и повсеместного развития, как это характерно для описанного выше грабенообразного трога. Наконец,

---

Разломы: *13* — разломы глубокого заложения; *14* — прочие разломы; *15* — предполагаемое их продолжение; *16* — надвиги; *17* — условные структурные линии.

Наименование структур: *I* — Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь; *II* — Сарытумский рукав ее; *III* — Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб: *А* — Сасырлыкский прогиб; *Б* — Прибалхашский прогиб; *В* — Акдолинское поперечное антиклинальное поднятие. *IV* — Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие; *V* — Бурунтавское геоантиклинальное поднятие; *VI* — Чуйское геоантиклинальное поднятие; *VII* — Джильтавская глыба; *VIII* — Чуйская впадина; *IX* — Балхашская впадина. *Мульды*: 1 — Тасбулакская; 2 — Кзылтузская; 3 — Жакпарская; 4 — Кишкинесорская; 5 — Аксорская; 6 — Тугус-Гумалакская; 7 — Арысская; 8 — Кокэспинская; 9 — Басбармакская; 10 — Ащисуйская; 11 — Каракамыская; 12 — Кашкантенизская; 13 — Акжар-Сарытумская; 14 — Кызылкингирская; 15 — Дувалынсорская; 16 — Мийкайнарская; 17 — Коктасская; 18 — Каратавская; 19 — Жиландинская; 20 — Джанльминская; 21 — Чажагайская; 22 — Беркутинская; 23 — Таставская; 24 — Ортавская. *Грабены*: 26 — Сарыбулакский; 27 — Карагизский; 28 — Акжал-Аксоранский.

мы не встречаем здесь столь полного и разнообразного ряда интрузий — ни гипербазитов, ни габбро, ни комплексов ордовикских, силурийских и девонских гранитоидов. Все это несомненно связано со слабым развитием разрывных нарушений и, соответственно, с малой проницаемостью данной структуры для магматических образований. Зато складчатые деформации имеют в ней преобладающее значение.

Укажем, что процесс прогибания и накопления осадков в описываемой структуре продолжается дольше. Так, если Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь замыкается в конце нижнего девона, то активная жизнь Прибалхашского прогиба продолжается до карбона включительно, когда после складчатости и внедрения герцинских гранитоидов он также прекращает свое существование как геосинклинальная структура. Общая мощность отложения палеозоя достигает здесь 10 000 м.

Сасырлыкский прогиб

Сасырлыкский прогиб, располагающийся в северо-западной части Западно-Балхашского геосинклинального прогиба, представляет собой также изометричной формы прогиб, преобладающее значение в котором вновь принадлежит складчатым формам.

Характерной особенностью прогиба является неравномерность шедших в нем процессов осадконакопления. После рифея, представленного здесь так же, как и на территории всей Западно-Балхашской структуры, мощными формациями геосинклинального типа, свидетельствующими о процессах глубокого прогибания, область будущего Сасырлыкского прогиба испытала некоторое поднятие. Это вызвало отсутствие здесь отложений кембрия и нижнего ордовика, а также слабое развитие среднего и верхнего отделов последнего.

Таким образом, начальные стадии двух подчиненных прогибов, возникших в пределах Западно-Балхашской структуры были существенно различны. Если один из них приурочен непосредственно к области рифейского прогибания, то другой закладывается на предварительно поднятом основании.

Наиболее активное развитие Сасырлыкского прогиба начинается с нижнего девона и продолжается до карбона включительно. За это время в этой структуре успевает накопиться толща осадочных и вулканогенных пород мощностью от 4500 до 6000 м.

Важно отметить, что роль глубинных разломов крайне немногочисленных, здесь несравненно больше, чем в области Прибалхашской структуры. Существование их влечет за собой появление магматических образований, представленных как в эффузивной, так и в интрузивной фациях. При этом, в отличие от юго-восточного прогиба, интрузии представлены довольно разнообразным рядом. Помимо герцинских массивов здесь известны основные и ультраосновные породы, а также ордовикские и девонские гранитоиды.

Таким образом, не только начальный этап, но и последующее развитие Сасырлыкского прогиба значительно отличается от развития Прибалхашского, в пределах которого удельный вес магматических образований сравнительно ничтожен. В целом описываемая структура представляет собой несомненно иной тип и конечно не может быть причислена к унаследованным прогибам. Ее можно было бы отнести к наложенным структурам, если бы не приуроченность к области глубокого рифейского геосинклинального прогиба. Мы сочли наиболее правильным назвать ее прогибом прерывистого развития.

ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ ПОДНЯТИЯ, СЛОЖЕННЫЕ ДОРИФЕЙСКИМ КОМПЛЕКСОМ

К этой группе структур относятся Атасу-Моинтинское, Бурунтавское и Чуйское геоантиклинальные поднятия, а также область Джильтавской глыбы. Большинство из них, как это было показано в предыдущей главе, представляли собой некогда вытянутые в северо-западном направлении линейные поднятия. Позже, в связи с развитием смежных прогибов, отвоевывавших у них краевые участки, а также серии разломов, откалывавших отдельные куски их, они приняли форму неправильных останцов.

Характерной особенностью рассматриваемых структур, как это указывалось ранее, является свойственный им геоантиклинальный режим развития, т. е. преобладание процессов поднятия над опусканиями. Следствием этого оказывается наблюдающаяся неполнота стратиграфического разреза, наличие значительных перерывов, а также своеобразие магматических проявлений. Так, интрузии, весьма разнообразные по возрасту, представлены здесь, как правило, массивами гранитного состава. Основные и ультраосновные тела, столь характерные для геосинклинальных прогибов, здесь отсутствуют полностью. Та же закономерность характерна и для эффузивных излияний, среди которых распространены главным образом кислые лавы и их пирокласты. В области Атасу-Моинтинского поднятия, например, мы встречаемся с порфироидами кембрия; в других геоантиклинальных структурах широкое развитие получают липаритовые порфиры девона. Спилитового облика лавы, столь широко распространенные на территории центрального грабена и Прибалхашского прогиба, здесь отсутствуют.

Наиболее характерной чертой геоантиклинальных поднятий является наличие в них сокращенных стратиграфических разрезов, изобилующих значительными перерывами. В большинстве случаев здесь на дорифейском фундаменте непосредственно располагаются образования девона и карбона. Но и в тех случаях, когда перерыв оказывается менее крупным и в разрезе присутствуют более древние комплексы, четкая грань между породами основания и перекрывающим их «чехлом» всегда имеет место. Отложения «чехла» приурочены к области так называемых наложенных мульд, в структурном отношении резко оторванных от образований фундамента.

Поэтому, как это следует из прилагаемой тектонической карты (см. фиг. 122), внутри геоантиклинальных поднятий могут быть выделены, с одной стороны, участки, сложенные только дорифейским комплексом, в которых этот последний выходит на поверхность, с другой — области, перекрытые наложенными структурами.

Первые играли роль внутренних массивов, царивших над окружающими их прогнутыми пространствами, на протяжении всей истории развития Бет-Пак-Далы. Для них характерны сложная складчатая структура, наличие разломов, ограничивающих их с одной, а иногда и со всех сторон, местами рассекающих также внутреннюю часть массивов. По этим разрывным нарушениям проникали различного возраста и состава интрузивные тела, способствовавшие все большей и большей консолидации этих остаточных глыб. Вторые имеют более сложное строение. Может быть выделен целый ряд типов развитых здесь наложенных форм. Однако, в связи с тем, что последние распространены не только в областях геоантиклинальных поднятий, но и в пределах геосинклинальных прогибов, мы выделяем их в самостоятельную группу.

Эта группа тектонических форм широко распространена в пределах Бет-Пак-Далы. В первую очередь здесь могут быть выделены наложенные структуры, связанные с областями геоантиклинальных поднятий. (см. фиг. 122). Среди них различаются: нижнепалеозойская наложенная мульда, девонские мульды, а также девоно-каменноугольные раздробленные грабены.

Нижнепалеозойская мульда. Это широкая чашеобразная структура, приуроченная к центральной части Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия. Она имеет форму неправильного овала, ширина которого достигает 70 км при длине около 80 км. Мульда выполнена отложениями кембрия и нижнего ордовика, располагающимися несогласно на дорифейских образованиях. Таким образом, перерыв между породами основания и наложенным комплексом здесь существует, хотя и не очень значительный.

Мощность отложившихся толщ ориентировочно превышает 3000 м. Однако необходимо принять во внимание характер накапливавшихся образований. Это кислые эффузивы кембрия, представленные континентальными лавами, излияние которых шло на довольно высоких уровнях, а также мелководные карбонатные осадки ордовика. Таким образом, прогибание нижнепалеозойской мульды едва ли было очень значительным. Характерна кратковременность существования описываемой структуры. Заложение ее связано с эпохой нижнего кембрия, когда начался раскол и проседание центральной части Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия. По возникшим расколам началось поступление эффузивных образований, давших мощные накопления в наметившейся и постепенно оформлявшейся мульде. Позже последняя начала заполняться осадочными образованиями среднего и верхнего кембрия, а также карбонатными породами нижнего ордовика, после чего произошло ее замыкание.

Для выполняющих мульду образований нижнего палеозоя характерны преимущественно складчатые дислокации, достаточно напряженные в пределах кембрийских и более спокойные среди ордовикских образований.

Таким образом, нижнепалеозойская мульда представляет собой осложненный дополнительной складчатостью чашеобразный прогиб, несогласно наложенный на сводовую часть Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, существовавший недолго и скоро замкнувшийся.

В дальнейшем, уже в девонский период, в связи с заложением ряда разломов, дискордантных к складчатости выполняющих мульду нижнепалеозойских отложений, в пределах ее происходит образование ряда мелких грабенов. Появление последних обусловливает собой возникновение глыбово-складчатой структуры, в дальнейшем характерной для этого участка Бет-Пак-Далы. Однако указанные грабены представляют собой уже иной, самостоятельный структурный тип, описанный нами ниже.

Девонские мульды распространены значительно шире только что описаннсго типа структур и известны как в области Чуйского и Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий, так и в районе Джильтавской глыбы. Это изометричные, причудливых очертаний структуры, длина которых достигает 75—100 км. Они также несогласно наложены на дорифейское основание, от которого отделены перерывом, однако уже значительно большим, чем это наблюдалось для нижнепалеозойской мульды. Выполнены описываемые структуры преимущественно кислыми континентальными лавами девона (район Джильтавской глыбы), местами также терригенными красноцветными осадками того же возраста (Чуйское, Атасу-Моинтинское геоантиклинальные поднятия), прорванными девонскими и герцинскими гранитоидами. Мощность эффузивных и осадочных накоплений довольно

значительна и колеблется в пределах от 1000 до 3000 м. Тем не менее, если принять во внимание колоссальные площади, занятые указанными породами, становится очевидным, что девонские наложенные мульды, так же как и описанная выше нижнепалеозойская, представляют собой относительно неглубоко прогнутые структуры.

Характер складчатых дислокаций толщ, выполняющих девонские мульды, не очень напряжен. Обычно это спокойные брахисинклинальные и брахиантиклинальные складки. Однако разрывные нарушения играют здесь существенную роль. Они наблюдаются преимущественно в краевых частях мульд, ограничивая их извне, местами рассекая внутри. Некоторые из этих нарушений отчетливы, другие являются погребенными, но могут быть намечены по ряду признаков. Значительная проницаемость описываемых структур для вулканических образований, в результате которой в них смогли накопиться мощные толщи эффузивных пород и прорывающих их интрузивов, также несомненно указывает на существование здесь некогда глубоких расколов, послуживших путями для проникновения магмы, а позже закрывшихся.

Наконец, следует отметить сравнительную кратковременность существования описываемых девонских наложенных мульд, ограниченную интервалами среднего, частично верхнего девона (Джильтавская глыба).

Девоно-каменноугольные раздробленные грабены известны в литературе также под названием зон смятия и представляют собой весьма своеобразный тип структур. К нему относятся Акжал-Аксоранский, Карагизский и Сарыбулакский грабены, приуроченные исключительно к территории Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия, точнее к области нижнепалеозойской мульды, строение которой они осложняют. Это узкие грабен-синклинали, имеющие длину от 30 до 80 км и ширину от 5 до 10 км. Они характеризуются сложной внутренней структурой, обилием взбросов, взбросо-надвигов, а также сильной перемятостью и рассланцованностью слагающих их осадков. При этом складчатые и разрывные дислокации здесь тесно взаимосвязаны. Полосы наиболее интенсивно смятых отложений приурочиваются обычно к зонам отчетливо прослеживающихся разрывных нарушений. В промежутке между последними, в центральных частях блоков встречаются участки сравнительно слабо нарушенных пород. В целом, по образному выражению А. В. Лукьянова, описываемые структуры напоминают собой как бы гигантскую тектоническую брекчию, в которой наблюдается неразрывная связь складчатых и разрывных дислокаций, блоков и межблочных зон.

Выполнены рассматриваемые грабены породами эффузивного и осадочного девона, а также карбона, образующими толщу общей мощностью от 3000 до 4000 м, что при незначительных размерах этих структур указывает на весьма интенсивное прогибание. Значительным развитием здесь пользуются также интрузивные массивы, что хорошо вяжется с сильной раздробленностью грабенов и легкой проницаемостью их для магматических образований. Развитие девоно-каменноугольных раздробленных грабенов было сравнительно кратковременным, так как, заложившись в девоне, в карбоне они уже закончили свое существование.

Вторая группа наложенных структур представляет собой тектонические формы, связанные не только с областями геоантиклинальных поднятий, но широко распространенные и в пределах геосинклинальных прогибов. Мы сочли возможным выделить их в группу наложенных структур, возникших на различном основании (см. фиг. 122). Сюда должны быть причислены так называемые локальные каменноугольные мульды, а также третичные впадины.

Локальные каменноугольные мульды — весьма характерный тип структур, широко распространенный на территории Бет-

Пак-Далы. Они встречаются как в области Чуйского и Атасу-Моинтинского геоантиклинальных поднятий, так и в пределах Джильтавской глыбы и Западно-Балхашского геосинклинального прогиба. Мало известны эти структуры лишь в Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали и совершенно отсутствуют в Бурунтавском геоантиклинальном поднятии.

Форма и размеры мульд резко варьируют. Длина наиболее крупных из них достигает 20—50 м, ширина 10—15 км.

Существенную роль в строении локальных структур играют разломы, влияющие как на форму (угловатость очертаний), так и на характер развитых здесь складчатых деформаций, как правило, спокойных и резко возрастающих лишь при приближении к линиям дизъюнктивных нарушений (Мийкайнарская, Қызылкингирская мульды). Длительность развития некоторых разрывов влечет за собой асимметрию в строении крыльев структур, выражающуюся не только в различной мощности осадков и углах наклона их, но и в фациальном отличии разрезов.

Выполняющие мульды образования относятся преимущественно к карбону, местами к фаменскому ярусу верхнего девона (Джаильминская мульда и мульды Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия). Однако в наложенных структурах Джильтавской глыбы развит уже пермо-карбон, а может быть и нижняя пермь. Как правило, каменноугольные отложения представлены исключительно осадочными породами. Крайне редко наблюдаются отдельные прослои эффузивов и их туфов, фиксирующие имевшие здесь место незначительные вспышки вулканизма. Особняком в этом отношении стоит Ащисайская мульда Джильтавской глыбы, в которой вулканические образования играют значительную роль. Указанное обстоятельство, как и другие особенности названной структуры, объясняется ее положением на грани двух крупных разнообразных зон — областей каледонской и герцинской складчатости. Характер разрезов осадочных толщ карбона и мощности их при переходе от одной из локальных мульд к другой сильно варьирует. В некоторых структурах мощность едва достигает нескольких сотен метров, в других — измеряется в 2500—4000 м (Қызылтузская, Қаракульская, Тасбулакская мульды). Это указывает на то, что прогибание описываемых каменноугольных структур в целом неравномерное, в отдельных случаях было весьма значительно.

Третичные впадины известны в южной и юго-восточной частях Бет-Пак-Далы. К ним относится так называемая Чуйская и Балхашская впадины. Здесь мы имеем дело уже со структурами платформенного типа. Они заполнены горизонтально лежащими третичными и современными осадками, несогласно располагающимися на складчатом палеозойском фундаменте. Нам не привелось сколько-нибудь детально заняться изучением этих тектонических форм, поэтому мы позволили себе не давать более подробной их характеристики, отсылая читателя к посвященной этому вопросу монографии К. В. Никифоровой (1960). Совершенно очевидно, что здесь мы имеем дело с совсем иными структурными формами, чем все описанные выше.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Остановимся кратко на классификации разрывных нарушений, частично развивающихся параллельно с описанными выше тектоническими формами, частично накладывающихся на них. Хотя мы не вели специальных наблюдений, необходимых для выяснения характера дизъюнктивов и отнесения их к тому или иному типу, однако даже имеющийся в нашем распоряжении далеко недостаточный материал позволяет говорить о наличии на территории Бет-Пак-Далы двух основных групп разрывных нарушений, в значительной мере противопоставляющихся друг другу. К первой относятся разрывы, связывающиеся обычно с напряжениями, возникающими

при сокращении земной коры (взбросы, взбросо-сдвиги и надвиги), ко второй — при ее растяжении (нормальные сбросы и трещины, выполненные магматическими образованиями).

ВЗБРОСЫ, ВЗБРОСО-СДВИГИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ НАДВИГИ

Эта группа дизъюнктивов имеет в исследованном районе наиболее широкое распространение. Особенно четко она проявлена в области центральной грабен-геосинклинали и пограничных с ней участках, а также в пределах девоно-каменноугольных раздробленных грабенов.

Область центрального грабена

Наиболее показательный материал имеется у нас по Байгара-Жамбасшинскому разлому, протягивающемуся от колодца Жамбасши к горам Байгара и далее к сопкам Андассай-Караоба. Разлом этот, характеризующийся северо-западным простиранием и прослеживающийся на расстоянии свыше 250 км (см. гл. I), поражает своей прямолинейностью. Плоскость его наклонена на северо-восток под углом около 70°. Таким образом, это круто падающий взброс, очень четко проявленный на местности и сопровождающийся значительным геоморфологическим уступом (см. фиг. 22).

Помимо вертикальных перемещений по линии Байгара-Жамбасшинского разлома несомненно имели место также горизонтальные движения, легко устанавливаемые по сдвигам конкретных структур. Это хорошо видно по смещению крыльев Жамбасшинской мульды (северо-западный угол на фиг. 59). Отдельные горизонты нижнего карадока (O_3k_1) северо-восточного крыла структуры здесь оказываются сдвинутыми на расстояние 9,5—10 км вдоль линии разлома. Южнее, в районе основных массивов сопок Андассай-Караоба и уроч. Кынгир, та же амплитуда и то же направление сдвига устанавливаются по перемещению верхнелландейльских (O_2ll_2) и нижнекарадокских (O_3k_1) пород (см. фиг. 59).

Таким образом, мы имеем здесь дело с правобоковым сдвигом или взбросо-сдвигом, расположенным во внутренней части центральной грабен-геосинклинали, преимущественно в области развития складчатых структур ордовика и девона, которые им рассечены и смещены на расстояние около 10 км.

Помимо описанного Байгара-Жамбасшинского разлома в пределах центральной грабен-геосинклинали имеется много других крупных северо-западного простирания разломов, описанных нами в гл. I. Как это видно из профилей (см. фиг. 5, 6, 32, 33, 34, 62, 83 и 84), в большинстве случаев здесь мы имеем дело также с крутыми взбросами, падающими на северо-восток под углами около 70° и характеризующимися значительной прямолинейностью. Эти два обстоятельства позволяют предполагать, что подобно тому, как это было отмечено для Байгара-Жамбасшинского разлома, по ряду из указанных нарушений помимо вертикальных движений происходили также горизонтальные подвижки. Они фиксируются лишь фрагментами на отдельных отрезках разломов, тем не менее наличие их весьма интересно.

Существование горизонтальных подвижек может быть отмечено, например, для северного разлома гор Ергенекты (см. фиг. 21). Сдвиг, достигающий амплитуды 2 км, доказывается здесь смещением конгломератов верхнего девона, выполняющих собой центральную часть небольшой мульды. При этом северо-восточное крыло последней оказывается не только сдвинутым на юго-восток (правобоковый сдвиг), но также сильно раздробленным рядом мелких поперечных сколов. Можно предполагать сдвиговые движения также вдоль линии Каратальского разлома, прослеживающегося от гор

Джамбул через сопки Андассай-Караоба к Каратальскому ультрабазитовому массиву и имеющему протяженность около 130 км. Возможность горизонтальных подвижек подтверждается здесь наличием сопровождающих разлом оперяющих трещин типа трещин отрыва. Кроме того, обращает на себя внимание существование в северном плече дизъюнктива узкой, сжатой, широтно простирающейся антиклинальной складки, сложенной образованиями среднего кембрия и прорванной цепью массивов основных и ультраосновных пород (см. фиг. 23). Эта складка имеет асимметричное строение с крутым южным и более пологим северным крылом. Она подходит к линии Каратальского разлома под острым углом, близким к 15°. Все это позволяет рассматривать ее как складку волочения.

Оба указанные обстоятельства чрезвычайно напоминают явления, обычно сопровождающие сдвиговые перемещения и неоднократно описанные в литературе. При этом соотношение их с линией дизъюнктива таково, что мы можем говорить здесь также о правобоковом сдвиге. Наконец, вероятны горизонтальные подвижки по ряду параллельных, северо-западного простирания разломов, идущих из области Сарытумского грабена к Каракамысскому гранитному массиву. С этими подвижками связан очевидно разрыв полосы рифейских отложений, окаймляющих с севера Сарытумский грабен, и вклинивание в создавшийся промежуток узкой зоны протерозойских пород юго-восточного окончания Бурунтавского геоантиклинального поднятия. Однако эти нарушения имеют более сложный характер и требуют дополнительного анализа.

Таким образом, создается впечатление, что в области центрального грабена значительную роль играют взбросы и взбросо-сдвиги с правобоковым смещением. Главной линией, по которой установлены наиболее отчетливые и значительные перемещения, является при этом Байгара-Жамбасшинский разлом, прослеживающийся на весьма значительном расстоянии. Он сопровождается рядом более мелких, также правобоковых смещений по ряду параллельных разломов, образующих своего рода эшелон взбросо-сдвиговых нарушений, неравномерно распределенных в этой узкой и сжатой полосе.

Во избежание недоразумений укажем, однако, что вовсе не все дизъюнктивы области центрального грабена могут быть расценены как сдвиги. В частности, не могут быть охарактеризованы подобным образом краевые разломы этой крупной структуры. Против такого предположения говорит прежде всего крайняя извилистость контура их, а также вся история этих глубинных зон, длительно живших, многократно обновлявшихся и менявших свой характер на разных участках. Несомненно, мы здесь имеем дело с целым комплексом сложно сочетающихся разрывных нарушений разного типа и значимости, лишь условно объединенных нами под именем краевых разломов.

Чуйская глыба

Крайне интересная система сдвиговых и надвиговых нарушений наблюдается в зоне причленения Чуйской глыбы к области центрального грабена. Эти нарушения уже частично были описаны нами в гл. I. Тем не менее мы считаем необходимым хотя бы кратко остановиться на их характеристике, поскольку они тесно связаны с только что рассмотренными разломами области центрального грабена. Здесь известны следующие основные разрывные нарушения.

1. Северо-восточный разлом, проходящий на грани Чуйской глыбы и Тасбулакской мульды, плохо обнаженный и выступающий лишь отдельными фрагментами, сдвинутыми относительно друг друга. Вдоль этого крупного шва происходили, очевидно, не только вертикальные, но и горизонтальные движения (см. гл. I). К сожалению, последние не могут быть продемонстрированы так наглядно, как для Байгара-Жамбасшинского наруше-

ния, т. к. здесь отсутствуют перемещения конкретных структур, горизонтов и пр. Тем не менее к необходимости этого сдвига, носящего уже левобоковой характер, мы приходим, исходя из всей суммы движений, имевших место на этом участке.

2. Надвиг Чуйской глыбы на пограничные образования области центрального грабена, имеющий сложно извилистый контур и частично совпадающий с линией краевого разлома. Горизонтальные подвижки вдоль него совершенно очевидны и легко вычитываются из геологической карты. Движение шло здесь в северо-восточном направлении, причем амплитуда перемещения достигала 10—15 км. Во фронтальной части надвига наблюдаются зоны дробления, окварцевания, зеркала скольжения, падающие на юго-запад, и прочие признаки, подтверждающие наличие этого нарушения.

3. Арысский разлом, протягивающийся вдоль южного борта впадины Арысь и имеющий субширотное простирание. Близ линии его наблюдается интенсивная гофрировка образований протерозоя, а также появление полос гнейсов и других метасоматических пород. Горизонтальные левобоковые движения вдоль этого шва несомненно имели место, причем результатом их явилось ступенчатое смещение в северо-западном направлении линии северо-восточного разлома. Так подобное смещение с надвиганием протерозоя Чуйской глыбы на верхний девон Тасбулакской мульды наблюдается и южнее (см. фиг. 1). Это дает основание предполагать наличие здесь второго дизъюнктива, параллельного Арысскому, проявленного лишь менее четко и теряющегося среди гранитов Кендырлыкского массива.

В результате комбинации всех перечисленных выше движений Чуйская глыба не только перемещается в северо-восточном направлении, надвигаясь на образования центральной грабен-геосинклинали, но южный конец ее испытывает также поступательное движение в западном направлении. В сумме получается весьма сложный комплекс перемещений, содержащий в себе элементы кручения.

Анализ описанных дизъюнктивных нарушений Чуйской глыбы позволяет предполагать, что они не являются самостоятельными, а увязываются в единый комплекс с системой взбросо-сдвигов области центральной грабен-геосинклинали. Это вытекает из следующих соображений. Известно, что одновременно с движениями, происходящими по какому-то основному крупному разрыву, в окружающих породах как эффект второго порядка возникают напряжения, вызывающие образование новой системы разрывов, имеющих уже иную ориентировку (Anderson, 1951; Mc. Kinstry, 1953).

Муди и Хилл (Moody, Hill, 1956) на этой основе разработали подробную схему сдвиговой системы, выясняющую направление и характер эффектов второго и более высоких порядков. Из нее видно, что, если основной сдвиг имеет северо-западное простирание и правобоковой характер движения, то в северо-восточном направлении возникают левобоковые сдвиговые напряжения, а также явления надвигов, складок волочения и пр. Возможно, что с подобной системой и комбинацией движений мы имеем дело и в описываемом нами случае, т. е. северо-восточное нарушение Чуйской глыбы может рассматриваться как левобоковой сдвиг второго порядка, возникший в результате перемещений, происходивших по линии основного Байгара-Жамбасшинского разлома. Следствием же этой динамо-пары являются остальные описанные выше движения — надвиг северной части Чуйской глыбы, а также левобоковые сдвиги в ее южной части, вызвавшие ступенчатый рисунок последней.

Таковы наиболее крупные взбросо-сдвиговые и надвиговые нарушения, известные в исследованном нами районе. Существенно, что они тяготеют к области центральной грабен-геосинклинали и сопредельных с ней терри-

рий. Движения этого типа значительно развиты также в зоне Акжал-Аксоранского девоно-каменноугольного грабена. Однако мы не останавливаемся на их описании, так как не располагаем в этом отношении собственным сколько-нибудь интересным материалом [1].

Наконец, нельзя не упомянуть о сети более мелких сдвиговых и взбросо-сдвиговых нарушений, наблюдающихся в пределах исследованного района и легко фиксирующихся в связи с производимыми перемещениями отдельных структур и горизонтов. К ним принадлежат сдвиги северо-восточного направления, смещающие структуры карбона и девона в районе Каргабулак — Шакшагайлы (см. фиг. 73), правобоковые подвижки, нарушающие брахискладчатую структуру девонских образований (см. фиг. 36), а также многочисленные мелкие сдвиги разнообразных направлений, перемещающие дайки, пласты и горизонты горных пород (см. фиг. 25, 26, 27, 35, 36, 37 и пр.).

Переходя к характеристике разрывных нарушений, возникающих при расширении земной коры, укажем, что они также широко распространены в пределах Бет-Пак-Далы, приурочиваясь преимущественно к Западно-Балхашскому геосинклинальному прогибу и территории геоантиклинальных поднятий. К сожалению мы вынуждены ограничиться крайне общей и сжатой характеристикой дизъюнктивов этого типа, так как не располагаем достаточным материалом для полноценного их описания.

СБРОСЫ

К нарушениям этого типа должен быть отнесен, очевидно, юго-восточный отрезок краевого разлома, приуроченный к границе Чуйского геоантиклинального поднятия и центральной грабен-геосинклинали. Сведения о нем крайне скудны. От места сочленения с Чуйским надвигом линия разлома прослеживается на расстоянии не более 50 км, скрываясь далее под рыхлыми отложениями впадины Саксаул-Дала. Плоскость нарушения, судя по отдельным замерам, наклонена на юго-запад. В северном, поднятом плече его обнажаются образования нижнего, в южном, опущенном — верхнего девона. Таким образом, мы имеем здесь дело с нормальным сбросом.

Такой характер нарушения хорошо увязывается с тем обстоятельством, что оно приурочено к области шва каледонских образований центральной грабен-геосинклинали и той части Чуйского геоантиклинального поднятия, в пределах которой докембрийский цоколь оказывается глубоко погруженным и перекрытым герцинскими образованиями. Существенно, что погружение этой части поднятия произошло во вторую половину девона (см. гл. III и фиг. 113). Таким образом, здесь мы имеем пример древнего сбросового нарушения.

Сбросом является также разлом, ограничивающий Булаттавский гранитный массив с севера, отчетливо прослеживающийся по зонам милонитизации и наличию обильных родников. Разлом дискордантен к складчатости рассекаемых им рифейских образований. Судя по зеркалам скольжения, плоскость сбрасывателя падает на север, что получает отражение в современном рельефе. Это дает основание предполагать, что сброс обновлялся в альпийское время.

Наконец, к древним сбросам относится, очевидно, большинство нарушений, ограничивающих наложенные мульды. Некоторые из них в настоящее время завуалированы, другие выступают отчетливо. Частично описание и доказательства в пользу существования этих древних нарушений даны при характеристике наложенных структур Чуйского геоантиклинального подня-

[1] Уже после составления настоящей работы появилась статья А. В. Лукьянова (Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2), в которой детально описана структура Акжал-Аксоранской зоны разломов и, в частности, развитые в ней сдвиги и надвиги.

тия и Западно-Балхашского геосинклинального прогиба (см. гл. I). К сожалению из-за недостатка точных наблюдений мы не можем привести более подробное описание этой системы дизъюнктивов.

ТРЕЩИНЫ, ВЫПОЛНЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

К нарушениям, связанным с растяжением земной коры, должны быть отнесены также многочисленные трещины, выполненные магматическими образованиями. Среди последних могут быть выделены два типа. К первому принадлежат трещины, заполненные жильными породами, широко развитые в пределах исследованного района. Ко второму относятся погребенные трещины и разломы, с которыми в различные геологические периоды было связано поступление значительных порций магмы. Частично эти нарушения были охарактеризованы нами при рассмотрении трещинных интрузий, частично в гл. III. Мы позволим себе не останавливаться на описании их более подробно.

* * *

Заканчивая на этом характеристику типов структур Бет-Пак-Далы, укажем, что их возникновение, так же как и направленность развития, несомненно, обусловлены теми напряжениями, которые господствовали на протяжении различных геологических эпох в пределах того или иного участка исследований территории. Очевидно, именно этим вызвано формирование различных типов структур в пределах единой группы геосинклинальных прогибов, заложившихся на территории Бет-Пак-Далы к началу рифея, а также отличие последних от областей геоантиклинальных поднятий и многочисленных наложенных мульд.

Однако восстановление знака и характера напряжений, обусловивших появление всех этих структурных типов, является крайне затруднительным. Невозможно дать не только цельную, хорошо обоснованную картину, но даже общую и грубую схему. Остановимся поэтому лишь на отдельных наиболее отчетливых моментах. Некоторый материал в этом отношении имеется по территории Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали — самого характерного тектонического элемента исследованного района.

В развитии этой структуры может быть выделено два крупных этапа, характеризующихся господством напряжений разных знаков[1]. Для первого, охватывающего отрезок времени от рифея до второй половины среднего девона ($Rf - D_2^2$), типично преобладание процессов растяжения, следствием чего явилось прежде всего возникновение этого узкого трога, ограниченного глубинными разломами, а также формирование блоковой структуры его, непрерывно усложнявшейся с течением времени. Несомненно, с теми же процессами и с обилием трещин (растяжения) связана легкая проницаемость описываемого участка земной коры для магматических образований — лав и трещинных интрузий. Интенсивное растяжение повлекло за собой быструю просадку и глубокое прогибание сформировавшегося трога, что хорошо согласуется с громадными мощностями накопившихся в нем осадочных и вулканогенных пород, а также с составом последних (значительная роль основного вулканизма). Вероятно, уже в это время в связи с движением и столкновением отдельных блоков, появляются первые элементы складчатой структуры, различно выраженной в пределах каждого из них.

Второй этап, охватывавший отрезок времени от среднего девона до среднего карбона ($D_2^2 - C_2$), напротив, характеризуется преобладанием про-

[1] Здесь мы рассматриваем лишь время развития данной структуры, поэтому описываемые первый и второй этапы отвечают третьему и четвертому для Бет-Пак-Далы в целом (см. выводы).

цессов сжатия. В пользу этого свидетельствует прежде всего своеобразное «выжимание» Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали и образование на месте ее уже не прогнутого трога, а высоко поднятого горного кряжа. С резким изменением знака напряжения связано и усложнение внутренней структуры выполняющих трог осадков. Растянутые погружением в первом этапе, они начинают сминаться, образуя сжатые и узкие складки. Смена напряжения влечет за собой также закрытие большинства трещин, служивших путями для поступления магм. Этим вызвано полное исчезновение из разреза магматических образований, если не считать интрузий второго девонского комплекса, приуроченных собственно к границе описываемой структуры с областью поднятий. Общим воздыманием обусловлено и резкое сокращение осадконакопления, концентрирующегося с этого времени лишь в отдельных наложенных мульдах. Наконец, в связи с все возрастающими сжимающими усилиями, способствовавшими постепенному уплотнению и консолидации Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, в конце рассматриваемого этапа наблюдается образование взбросо-сдвигов и надвигов, резко меняющих структуру этого участка Бет-Пак-Далы.

Таким образом, анализ структуры, мощностей, а также интенсивности и характера магматизма указывает на то, что на протяжении первого этапа в пределах Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали господствовали процессы растяжения, связанные, вероятно, с перемещением в латеральном направлении поднятий, окружающих грабен. На фоне растяжения происходили вертикальные движения, приведшие к формированию в этом участке земной коры прогнутой структуры. В отличие от этого в течение второго этапа превалирующая роль принадлежит процессам сжатия, следствием которых являются вертикальные движения уже иного знака, обусловившие превращение Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали в область поднятия.

Сложнее обстоит дело с Западно-Балхашским геосинклинальным прогибом, распределение напряжений в котором не было единообразным на всей площади, следствием чего является гетерогенность его строения. Тем не менее в развитии этой структуры также могут быть намечены два этапа, близкие по протяженности к этапам, выделенным для Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали.

Для первого из них (Rf — D_1) мы располагаем чрезвычайно неполным материалом. Все же можно предполагать, что в течение этого этапа значительную роль играли процессы сжатия, связанные со сближением окружающих геоантиклинальных поднятий. Следствием этого является, вероятно, появление здесь складчатых форм типа Акдолинского свода, а также, возможно, и более мелких. На это же указывает отсутствие в этой структуре разрывных нарушений большой протяженности, столь характерных для Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали. С последним обстоятельством связана ограниченность магматических проявлений, имевших локальное распространение и ассоциировавшихся с периодически возникавшими и быстро залечивавшимися разломами незначительной протяженности. Тем не менее, появление даже этих, меньших по сравнению с Джалаир-Найманской грабен-геосинклиналью, порций магмы весьма существенно и указывает на наличие в описываемой структуре, наряду со сжатием, местных и незначительных растяжений.

На фоне чередующихся между собой разного знака горизонтальных движений несомненно наблюдались также вертикальные, вызвавшие прогибание отдельных участков описываемой структуры. При этом интенсивность их в разных местах была различна, о чем можно судить по мощностям пород — значительных для Прибалхашского прогиба, меньших для Сасырлыкского и совсем ничтожных для Акдолинского поднятия.

Во второй этап (D_1 — C_2), начавшийся в Западно-Балхашской струк-

туре несколько раньше, чем в Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, господствующую роль приобрели процессы растяжения. Это нашло свое выражение прежде всего в широком развитии дизъюнктивных нарушений типа трещин растяжения, открывших пути для магматических образований, получающих в этот отрезок времени уже не локальное, а повсеместное распространение. Особенно разительно это для второй половины среднего девона (D_2^2), в течение которой вся территория Западно-Балхашского геосинклинального прогиба покрывается эффузивными образованиями (см. фиг. 113), а также в начале среднего карбона, когда возникновение крупных линейных нарушений способствует равномерной проницаемости всей структуры варисскими гранитоидами (см. фиг. 120). Это до известной степени сглаживает гетерогенность строения Западно-Балхашского геосинклинального прогиба, нивелируя значение подчиненных структурных форм. Существен также тип дизъюнктивов рассматриваемого этапа, а именно наличие здесь сбросовых нарушений, играющих, видимо, основную роль при образовании локальных каменноугольных мульд.

То обстоятельство, что процессы растяжения начинают превалировать во второй, а не в первый этап развития рассматриваемой структуры, отражается на составе наблюдающихся здесь магматических проявлений, имеющих исключительно кислый состав. Очевидно, к моменту массового появления трещин растяжения, давших выход значительным порциям магмы, дифференциация очага достигает уже известного предела, что накладывает отпечаток на характер вулканических излияний и интрузивных внедрений.

На фоне процессов растяжения в Западно-Балхашском геосинклинальном прогибе несомненно имели место и вертикальные движения, вызвавшие прогибание структуры, также более повсеместное, чем это было характерно для первого этапа. Лишь в конце этапа (C_2) оно сменяется общим воздыманием.

Итак, мы видим, что смена напряжений на территории рассматриваемого тектонического элемента была противоположной той, которую мы наблюдали для Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, а сочетание и распределение их было здесь более сложным. Важно учитывать при этом тот исторический этап, с которым совпадают напряжения того или иного знака, так как это в значительной мере объясняет специфику данной структуры, в частности, характер свойственного ей вулканизма.

В развитии следующей группы структур, а именно геоантиклинальных поднятий, в противоположность только что рассмотренным типам геосинклинальных прогибов, преобладающая роль принадлежит вертикальным движениям, при этом главным образом восходящим. Этим обусловлена специфика рассматриваемой группы, а именно наличие в них сокращенных разрезов, значительных перерывов и пр. В большинстве геоантиклинальных поднятий (за исключением Атасу-Моинтинского) такой характер напряжений сохраняется от рифея до среднего девона, распространяясь при этом на всю структуру в целом. После среднего девона напряжения дифференцируются. В некоторых участках поднятий они продолжают иметь восходящий характер (область устойчивых срединных массивов и глыб), в других сменяются нисходящими, с чем связано формирование различных наложенных структур. Кроме того, во второй этап в области геоантиклинальных поднятий наблюдается образование зон проницаемости и растяжения. Последние заполняются магматическими образованиями как эффузивными, приуроченными к области наложенных мульд, так и интрузивными. И те, и другие имеют кислый состав, что связано вероятно с концентрацией кислых магм в области этих длительно воздымавшихся крупных (глубинных) структур.

Таким образом, в развитии большинства геоантиклинальных поднятий намечаются те же два временные этапа, что и в развитии геосинклиналь-

ных прогибов. При этом к границе их, приурочена смена знака напряжения.

Остановимся кратко на условиях образования наложенных структур. Несмотря на разнообразие типов этих структур, в генетическом отношении все они близки друг к другу и могут быть рассмотрены совместно. В отличие от основных тектонических элементов Бет-Пак-Далы — геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, наложенные структуры являются лишь подчиненными, осложняющими их тектоническими формами. При этом для появления наложенных структур необходимы следующие условия.

1. Известная консолидация основания, на которое они накладываются несогласно, а следовательно, и определенный этап развития данного участка земной коры. Этот вывод вытекает из неоднократно отмечавшегося выше отрыва наложенных структур от нижележащих образований, к складчатости которых они, как правило, дискордантны. С явлением начавшейся консолидации связана и кратковременность существования наложенных структур, замыкающихся одновременно с полной консолидацией основания.

2. Тесная связь с разломами явными или погребенными, обычно оконтуривающими наложенные структуры и как бы вырезающими для них кусок фундамента. В наложенных мульдах разломы эти ориентированы в самом различном направлении, чем обусловлена изометричная форма их. В наложенных грабенах разломы параллельны между собой, что определяет линейность этих структур.

3. Наличие нисходящих вертикальных движений, позволяющих рассматривать наложенные структуры как «структуры проседания». Глубина просадки, фиксирующаяся мощностями, намечает отличия, существующие как между структурами разных типов, так и внутри последних.

4. Наличие одновременно с нисходящими вертикальными движениями процессов растяжения.

Последнее может быть показано на примере наложенных мульд, для которых мы располагаем бóльшим количеством наблюдений. Во-первых, одни из них ограничены нормальными сбросами (девонские мульды Чуйского геоантиклинального поднятия, значительная часть локальных каменноугольных структур), другие изобилуют погребенными разломами служившими каналами для проникновения магм, позже закрывшимися. Как в том, так и в другом случае мы имеем дело с дизъюнктивными нарушениями, свидетельствующими о растяжении данного участка земной коры. Глубина заложения разломов определяет проницаемость данной структуры, от чего зависит бóльшая или меньшая интенсивность вулканизма в пределах ее. Наиболее активными в этом отношении оказываются девонские и нижнепалеозойская мульды; наименее проницаемыми — локальные каменноугольные структуры, так как лишь в Джаильминской мульде известно появление некоторых количеств туфогенных пород. Во-вторых, обращает на себя внимание приуроченность наложенных мульд к тем крупным структурным элементам Бет-Пак-Далы, которые перед появлением мульд испытывали явления растяжения. Так, с самыми разнообразными типами наложенных мульд мы встречаемся в пределах геоантиклинальных поднятий, особенно начиная со второго этапа развития их. Широко распространены наложенные мульды (представленные локальными каменноугольными структурами) также на территории Западно-Балхашского геосинклинального прогиба, испытывавшего растяжение, начиная со среднего девона. Напротив, наложенные мульды практически отсутствуют в области Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, представлявшей собой во второй этап (т. е. в момент консолидации) структуру сжатия.

Неодновременность заложения наложенных мульд свидетельствует, очевидно, о том, что необходимые условия для их образования в разных структурах создавались в разные отрезки времени. В частности, в пределах Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия они возникли раньше, чем

где бы то ни было. В связи с этим, на растягивавшемся и проседавшем своде, сложенном образованиями протерозоя, преобретшем уже известную консолидацию, здесь заложилась нижнепалеозойская наложенная мульда. В других крупных структурах Бет-Пак-Далы эти условия появились лишь в среднем девоне.

Из сказанного следует, что возникновение наложенных мульд обязано сочетанию нисходящих вертикальных движений с явлениями растяжения, в условиях начавшейся консолидации данного участка земной коры. В зависимости от преобладания того или иного напряжения, интенсивности, а также времени и места его приложения, формируется тот или иной тип наложенной мульды.

Укажем, что складчатость выполняющих мульды осадков вызвана разными причинами. В ряде мульд, особенно в мульдах, наложенных на своды, возникновение складчатых форм связано с сокращением пространства при их проседании (нижнепалеозойская мульда). В других (Мийкайнарская и Қызылкингирская каменноугольные мульды) складчатость обусловлена движением блоков фундамента. Это хорошо увязывается с неоднократно отмечавшимся выше нарастанием складчатых деформаций вблизи линий разломов, рассекающих эти структуры. Наконец, смятие и коробление осадков всех без исключения наложенных мульд наблюдается в связи с общим воздыманием области в период герцинской орогении.

Те же напряжения и условия их приложения необходимы также для образования другого типа наложенных структур, а именно — мелких раздробленных грабенов. Разница заключается лишь в том, что в заключительный момент, связанный с герцинской орогенией, здесь развиваются явления сжатия, вызвавшие возникновение взбросов и взбросо-надвигов, придавших сложное блоковое строение этим узким линейным структурам.

Заканчивая на этом рассмотрение всех выделенных выше генетических типов структур Бет-Пак-Далы, отметим, что образование их, таким образом, тесно связано с комбинацией разного знака вертикальных и горизонтальных напряжений. Возникновение последних в том или ином участке исследованной территории в определенные этапы ее развития обусловило появление здесь данного генетического типа.

Заслуживает внимания также тот факт, что изменение знака и характера напряжений в пределах большинства описанных выше структурных форм совпадает с происшедшей в среднем девоне общей перестройкой структурного плана Бет-Пак-Далы (см. гл. III).

ВЫВОДЫ

1. Приведенный выше материал о геологическом и тектоническом строении Бет-Пак-Далы свидетельствует о том, что мы имеем здесь дело с областью, характеризующейся четко выраженным глыбовым строением, так как вся история развития ее, прослеженная шаг за шагом, представляет в сущности непрерывно идущий процесс дробления.

2. Существенно при этом, что дробление присуще всем участкам Бет-Пак-Далы. Оно прослеживается непрерывно от рифея до конца палеозоя, т. е. на протяжении всего геосинклинального периода развития последней. Однако наблюдаются моменты нарастания и спада этого процесса и наибольшая приуроченность его то к одной, то к другой структурной единице. Таким образом, характерна неравномерность распределения дробления во времени и пространстве.

3. Обращает на себя внимание тесная генетическая связь процессов дробления с явлениями магматизма. Именно наличие разломов обусловливает возникновение так называемых зон проницаемости, являющихся проводниками для магматических расплавов. В схеме для территории Бет-Пак-Далы может быть намечена следующая эмпирическая закономерность поступления магм различного состава.

В том случае, когда возникновение или активизация зон проницаемости связаны с первой стадией геосинклинального развития, обычно наблюдается поступление основной магмы, происходящее на фоне общего погружения структуры (Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь, Прибалхашский и Сасырлыкский прогибы). Однако в отдельных областях активного воздымания магматические продукты имеют кислый состав (область Атасу-Моинтинского геоантиклинального поднятия). Со второй стадией геосинклинального развития Бет-Пак-Далы, как правило, связан кислый вулканизм. Лишь местами по наиболее глубоким расколам наблюдается поднятие основных лав (нижнедевонские эффузивы Сасырлыкского прогиба и пр.). Таким образом, состав и обилие магматических продуктов обусловлены: 1) возникновением зон проницаемости; 2) глубиной их заложения; 3) направленностью развития структуры, на фоне которого происходит поступление магмы.

4. Заложение новых разломов, активизация старых швов и возникновение зон проницаемости идет параллельно с ростом крупных или, как их иначе называют, глубинных структур (геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов). Морфология и очертания последних в значительной мере определяются расположением зон разрывных нарушений.

5. Явление дробления тесно и неразрывно связано с процессом складкообразования. С одной стороны, наличие разломов нередко обусловливает собой возникновение складчатых форм, с другой, разрывные нарушения наиболее часто появляются именно в местах напряженного проявления складчатости.

Таким образом, дробление и разламывание являются специфической и неотъемлемой особенностью геосинклинального развития не только в пределах Бет-Пак-Далы, но, очевидно, и других участков земной коры. В сущности непрерывно и неравномерно идущий процесс дробления, тесно взаимосвязанный со структурообразованием и складчатостью, а также явлениями магматизма, и представляет собой основное содержание эвгеосинклинального периода.

6. В развитии тектонических структур Бет-Пак-Далы могут быть выделены следующие основные этапы: 1) дорифейский, характеризующийся начальными стадиями тектонической дифференциации; 2) рифей — средний девон ($R\hat{1}$ — D_2) — время активного развития прогибов, заложенных в рифее с проявлением всех особенностей эвгеосинклинального развития и неустанного воздымания геоантиклинальных поднятий; 3) средний девон — средний карбон (D_2 — C_2), характеризующийся дроблением и избирательным прогибанием геоантиклинальных поднятий. Продолжается развитие Западно-Балхашского геосинклинального прогиба и консолидация Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, превращающейся в высокоподнятую горную страну; 4) средний карбон — пермь (C_2 — P) в течение которого происходит общее воздымание описываемой территории.

7. Эти основные этапы тектонического развития Бет-Пак-Далы отделены друг от друга перерывами, выраженными региональными несогласиями, охватывающими значительную площадь и фиксирующимися во всех структурных элементах исследованной территории. Тем не менее наблюдается значительная миграция и скольжение несогласий во времени при переходе от одной структуры к другой. Так, несогласие, приуроченное к границе первого и второго этапов, соответствует отрезку времени от нижнего девона до конца среднего, причем максимальное его проявление в разных структурах не совпадает. То же можно сказать о несогласии, связанном с концом геосинклинального развития Бет-Пак-Далы, местами фиксирующимся на границе нижнего и среднего карбона, местами в конце последнего. Помимо региональных несогласий, наблюдается ряд местных, имеющих более ограниченное распространение, и, как правило, не выходящих за пределы той или иной структуры. Наибольшим количеством их характеризуется область Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали и Западно-Балхашского геосинклинального прогиба.

Так как несогласия представляют собой наиболее ощутимое выражение тектонических фаз, то сказанное выше лишний раз подтверждает несостоятельность вывода о повсеместном и единовременном проявлении последних (Штилле). Напротив, намечается отчетливая миграция их во времени и пространстве. Несомненно прав С. Н. Бубнов, указывающий на то, что «фаза точного временного значения не имеет и иметь не может. Мы имеем только более или менее продолжительные сгущения отдельных толчков, которые, конечно, в целом соответствуют периодам усиленного напряжения в известном направлении» (Бубнов, 1958, стр. 6).

8. Наконец, укажем, что проведенный выше анализ генетических типов структур Бет-Пак-Далы позволяет говорить об участии в их формировании не только вертикальной, но и горизонтальной составляющей. Очевидно, этот вывод может быть распространен и на другие геосинклинальные области.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулкабирова М. А. Материалы по петрографии метаморфических пород Кокчетавского района. Изд-во АН Казах. ССР, Алма-Ата, 1949.

Александрова М. И. Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела в свете новых данных.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1956, вып. 19.

Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бет-Пак-Далы.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1955, вып. 7.

Александрова М. И., Пупышев Н. А. Основные вопросы стратиграфии девона и карбона южных районов Центрального Казахстана.— Сов. геол., 1956, сб. 52.

Архангельская И. М., Богданов А. А., Трусова И. Ф. Очерк геологии северной части Голодной степи.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 102, геол. серия (№ 3).

Афанасьев Г. Д. О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.

Бандалетов С. М. Флишевые отложения ордовика среднего течения р. Селеты (Центральный Казахстан).—Бюлл. Об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, 28, вып. 1.

Бедров Г. И. Стратиграфия силура Шетского района Центрального Казахстана. В кн: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.

Беспалов В. Ф. Геологическое строение Верхне-Атасуйского района.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1938, вып. 2.

Богданов А. А., Мазарович О. А., Четверикова Н. П. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Центральный Казахстан).— Сов. геол., 1955, сб. 48.

Боровиков Л. И. Верхнесилурийские отложения и их граптолитовые фации в Бет-Пак-Дале.— Докл. АН СССР, 1951, 78, № 3.

Борсук Б. И. Основные черты геологического строения палеозойского фундамента Бет-Пак-Далы.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1949, вып. 11.

Борсук Б. И. Некоторые вопросы изучения докембрийских образований Центрального Казахстана. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960

Борукаев Р. А. К вопросу о кембрийском возрасте интрузий и связанных с ними месторождений Казахстана. Вестн. Казах. фил. АН СССР, 1946, № 4, (13).

Борукаев Р. А. К стратиграфии нижнего палеозоя Северо-Восточного Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, 1948, серия геол., вып. 9.

Борукаев Р. А. Салаирский тектогенез в Северо-Восточном Казахстане.—Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1949, вып. 11.

Борукаев Р. А. Допалеозой северо-востока Сары-Арка.—Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1951, вып. 14.

Борукаев Р. А. Формации допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. 1953, вып. 17.

Борукаев Р. А. Развитие тектонических структур северо-востока Центрального Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1954, вып. 18.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Госгеолтехиздат, 1955.

Борукаев Р. А., Ившин Н. К. Средний кембрий Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1952, вып. 15.

Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Верхний протерозой и синий севера и востока Центрального Казахстана. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.

Бубнов С. Н. Тектонические фазы и характер процессов деформации Земли, связанных с ее внутренней динамикой.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 1.

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во Моск. ун-та, 1960.
Вассоевич Н. Б. К методике геологических исследований областей развития флишевых отложений. В кн.: «Труды по вопросам нефтяной геологии». Баку, 1939.
Вассоевич Н. Б. К вопросу об условиях образования флиша.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 4.
Вассоевич Н. Б. 1. К методике палеонтологического изучения флиша.— Материалы Всес. научн.-исслед. геол. ин-та, серия палеонтол. и стратигр., 1948, сб. 5.
Вассоевич Н. Б. 2. Флиш и методика его изучения, ч. 1, Гостоптехиздат, 1948.
Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
Вассоевич Н. Б., Каменко М. К. Опыт коннексии флишевых отложений.— Азерб. нефт. хоз-во, 1939, № 6 (210).
Вишневская И. И. К вопросу о происхождении гнейсов Атасуйского района (Центральный Казахстан).— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1957, 31.
Вишневская И. И. Геология и петрология докембрийских образований Атасу-Моинтинского водораздела (Центральный Казахстан). Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени кандид. геол.-минер. наук. М., 1958.
Вишневская И. И., Кудрявцев М. И., Трусова И. Ф. Новые данные по геологии докембрийских образований Атасуйского района (Центральный Казахстан).— Изв. высших учебн. заведений, геол. и разведка, 1958, № 2.
Гокоев А. Г. К вопросу о проявлении мезозойского вулканизма в Северном и Северо-Восточном Казахстане.— Проблемы сов. геол., 1937, № 11.
Гокоев А. Г. К сравнительной характеристике некоторых «пермских» интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан).— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1949, вып. 11.
Гокоев А. Г. О мезозойском вулканизме Восточного Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1952, вып. 15.
Донских В. В. Новые данные по стратиграфии Акжал-Аксоранской синклинальной зоны в Центральном Казахстане.— Материалы Всес. научн.-иссл. геол. ин-та, 1956, вып. 19.
Ежов А. И. 1. Геология и петрография гранитоидов Шалгинского рудного узла (Центральный Казахстан). В кн.: «Материалы конференции молодых ученых Москворецкого района г. Москвы», вып. 4, серия геол. М., 1958.
Ежов А. И. 2. К вопросу о генетической связи молибденового месторождения Шалгия с гранитами массива Мунглу (Центральный Казахстан). В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, Изд-во АН Узбек. ССР, 1958.
Елисеев Н. А. Гранитизация и метасоматические граниты. Вестн. Ленингр. ун-та, 1951, № 5.
Жуков М. А. О генезисе одного свинцового рудопроявления.— Вестн. АН Казах. ССР, 1954, № 1.
Зайцев Н. С. О строении Сарысуйских куполов.—Изв. АН СССР, серия геол., 1940, №5.
Зайцев Н. С. К вопросу об условиях образования некоторых палеозойских гипсов Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол. 1946, № 4.
Зайцев Н. С., Петрушевский Б. А. Минеральные восходящие родники Тасбулак в Бет-Пак-Дале (Казахстан).— Сов. геол., 1944, сб. 3.
Зайцев Н. С., Покровская Н. В. Геологическое строение района Тасбулак в Бет-Пак-Дале.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 102, серия геол. (№ 33).
Каплун Л. И. Палеонтологическое обоснование стратиграфии девона Северо-Восточного Прибалхашья. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.
Каплун Л. И., Рукавишникова Т. Б. Граница силура и девона в Северо-Восточном Прибалхашье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1934, № 6.
Кассин Н. Г. Докембрий Казахстана.— Сов. геол., 1938, 8, № 11.
Кассин Н. Г. Материалы по палеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1947.
Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1952, вып. 15.
Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 109, серия геол. (№ 37).
Келлер Б. М. Типовые разрезы ордовика.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 154, серия геол. (№ 65).
Келлер Б. М. Общий обзор стратиграфии ордовика Чу-Илийских гор.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 1.
Келлер Б. М. Силурийские отложения полуострова Ак-Керме (оз. Балхаш).—Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 2.
Келлер Б. М. Ордовик и силур Восточного Казахстана. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.
Келлер Б. М. и др. Материалы к построению единой стратиграфической шкалы ордовика Казахстана.— Сов. геол., 1956, сб. 52.

Келлер Б. М., Крылов И. Н., Негрей Е. В. Палеозой западного Прибалхашья в районе поселка Ман-Арал.— Изв. АН СССР, серия геол. 1958, № 10.
Келлер Б. М., Лисогор К. А. Караканский горизонт.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 154, серия геол., (№ 65).
Келлер Б. М. и Хоментовский В. В. Рифейская группа и ее подразделения. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
Ковалевский О. П. О возрасте силурийских карбонатных толщ Центрального Казахстана.— Сов. геол., 1959, № 3.
Колотухина С. Е. Стратиграфия, фации и тектоника девона и нижнего карбона Сары-Су-Моинтинского междуречья (Центральный Казахстан).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 101, серия геол. (№ 32).
Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитов на примере Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С. Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бет-Пак-Далы.— Сов. геол., 1956, сб. 51.
Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Маркова Н. Г. Палеозойские интрузивные комплексы Бет-Пак-Далы.— Труды Ин-та геол. рудных месторожд., петрогр., минер. и геохим. АН СССР, 1960, вып. 44.
Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
Королева М. В. Палеонтологическое обоснование стратиграфии ордовика Северного Казахстана по трилобитам. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. кандид. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1955.
Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы.— Докл. АН СССР, 1948, 60, № 2.
Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
Лукьянов А. В. Основные черты морфологии структур Аксоран-Акжальской зоны разломов в Центральном Казахстане. В кн.: «Материалы конференции молодых ученых Москворецкого района г. Москвы», вып. 4, геол. серия, М., 1958.
Ляпичев Г. Ф. Анортоклазовый гранит-порфир из Тениз-Коржункульской мульды (Северо-Восточный Казахстан).— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1951, вып. 14.
Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклинория.— Изв. АН СССР, серия геол. 1958, № 4.
Маркова Н. Г. Казахстан.— Труды Лаборатории геол. докембрия АН СССР, 1952, вып. 1.
Маркова Н. Г. О возрасте и положении в структуре интрузий Бет-Пак-Далы.— Сов. геол., 1956, сб. 51.
Маркова Н. Г. Силурийские отложения района родника Каргабулак (восточная Бет-Пак-Дала).— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
Маркова Н. Г. 1. Докембрий восточной части Бет-Пак-Далы. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1, Алма-Ата, 1960.
Маркова Н. Г. 2. Докембрий Бет-Пак-Далы и сопредельных районов Казахстана.— Изв. высш. учебн. заведений, геол. и разведка, 1960, № 4.
Меннер В. В. К вопросу о номенклатуре верхней группы докембрия.— В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
Миллер Е. Е. Нижний кембрий северо-востока и востока Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1, Алма-Ата, 1960.
Михайлов Н. П. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
Михайлов Н. Н. Ультрабазитовые пояса Восточного Казахстана.—Докл. АН СССР, 1956, 110, № 6.
Михайлов А. И., Филиппова И. Б., Щербакова М. Н. и др. Ордовикские отложения Верхне-Атасуйского района Центрального Казахстана.— Сов. геол., 1959, № 3.
Монич В. К. К вопросу о фациях кислых магматических пород Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1952, вып. 15.
Наливкин Д. В. Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северо-Восточного Казахстана.— Труды ЦНИГРИ, 1937, вып. 99.
Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 45.
Павлова Т. Г. Положение гранито-гнейсов и гранитов в структуре Южного Улутау (Центр. Казахстан).— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
Падве Э. М., Соколова Е. А. Новые данные по стратиграфии верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Джаильминской мульды Атасуйского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.

Пейве А. В. 1. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.
Пейве А. В. 2. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
Пейве А. В. 1. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол. 1956, № 1.
Пейве А. В. 2. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.—Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
Полквой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 107, петрогр. серия (№ 31).
Полквой О. С. Геология Джельтауского гранитного массива (Казахстан, пустыня Бет-Пак-Дала).— Труды Ин-та геол. рудных месторожд., петрограф. минер. и геохим. АН СССР, 1956, вып. 5.
Проблема образования гранитов. Переводы статей. Сб. 1—2. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949—1950.
Пупышев Н. А. Майские слои в разрезе верхнего девона в пределах водораздела рек Шерубай-Нура и Токрау в Центральном Казахстане.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 19.
Резолюция Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (12—17 мая 1958 г.). Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1958.
Репкина А. Е. К стратиграфии докембрия Казахстана (Западное Прибалхашье).— Сов. геол., 1941, № 5.
Рукавишникова Т. Б. Брахиоподы ордовика Чу-Илийских гор.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 1.
Рукавишникова Т. Б. Стратиграфия ордовикских отложений Чу-Илийских гор. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.
Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
Соколова Е. А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джаильминской мульде.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
Стааль М. Б., Розенкранц А. А., Ковалева В. В. К стратиграфии верхнекаменноугольных отложений Северо-Восточного Прибалхашья.— Сов. геол., 1956, сб. 52.
Судовиков И. Г. Метасоматические граниты.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1950, № 10.
Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1957.
Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 92, геол. серия, (№ 27).
Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1, М., 1954.
Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени д-ра геол.-минер. наук. М., Госгеолтехиздат, 1956.
Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.
Хохлов И. В. Стратиграфическая схема девона и нижнего карбона Чу-Илийских гор и юго-западного Прибалхашья.— В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 2. Алма-Ата, 1960.
Чугаева М. Н. Стратиграфия и трилобиты среднего и верхнего ордовика Южного Казахстана. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени кандид. геол.-минер. наук. М., 1955.
Чуйкова В. Г. Два комплекса верхнепалеозойских гранитов в Северо-Восточном Прибалхашье.— Сов. геол., 1957, сб. 62.
Шатский Н. С. 1. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
Шатский Н. С. 2. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение северной части Северо-Западного Казахстана. — Проблемы сов. геол., 1936, № 2.
Шлыгин Е. Д. Архейские и протерозойские отложения Северного Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.

Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, 1960.
Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
Штрейс Н. А., Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Кос-Мурун (Жана-Аркинского района Карагандинской обл.).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 101, серия геол. (№ 32).
Яковлев Д. И. Восточная часть Чу-Илийских гор.— Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 2.
Яковлев Д. И. Голодная степь. Изд-во АН СССР, 1938.
Яковлев Д. И. 1. Бет-Пак-Дала. В кн.: «Геология СССР», т. 20, Восточный Казахстан, ч. 1. Госгеолиздат, 1941.
Яковлев Д. И. 2. Голодная степь Казахстана. Изд-во АН СССР, 1941.
Anderson E. M. The dynamics of faulting. Edinburgh, Oliver and Boyd, 206, 1951.
McKinstry H. E. Shears of the second order.— Am. J. Sci., 251, 1953.
Moody, Y. D., Hill. M. Y Wrenchfault tectonics.— Geol. Soc. Am. Bull., 67, 1956.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава I. Принципы геотектонического районирования и морфология структур . . 5

Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие 7
Бурунтавское геоантиклинальное поднятие 12
Чуйское геоантиклинальное поднятие 18
Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб 30
Акдолинское антиклинальное поднятие 30
Сасырлыкский и Прибалхашский прогибы 30
Область центрального грабена 39
Джалаир-Найманский грабен 40
Джильтавская глыба 56
Сарытумский грабен 57

Глава II. Стратиграфия 60

Докембрийские отложения 60
Архей (?) 60
Протерозой 65
Бурунтавское геоантиклинальное поднятие 65
Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие 74
Чуйское геоантиклинальное поднятие 77
Джалаир-Найманский грабен 79
Рифей 81
Область центрального грабена 82
Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб 92
Сасырлыкский прогиб 92
Прибалхашский прогиб 94
Джильтавская глыба 96
Северо-восточный склон Чуйского геоантиклинального поднятия 96
Кембрийские отложения 114
Область центрального грабена 115
Чуйское геоантиклинальное поднятие 126
Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб 127
Прибалхашский прогиб 127
Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие 132
Интрузии кембрийских гранито-гнейсов 142
Интрузии доордовикских гранитоидов 147
Джильтавской глыбы 148
Район колодца Майтюкен-Дарбаза 150
Чуйская глыба 151
Ордовикские отложения 152
Область центрального грабена 152
Джалаир-Чайманский грабен 152
Сарытумский грабен 178
Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб 185
Прибалхашский прогиб 186
Акдолинское поперечное антиклинальное поднятие 189
Сасырлыкский прогиб 190
Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие 190
Интрузии ультрабазитов и габбро 192
Досилурийские гранитоиды 198
Силурийские отложения 200
Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб 200
Прибалхашский прогиб 200
Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие 213
Девонские отложения 214
Область центрального грабена 215
Джалаир-Найманский грабен 215
Сарытумский грабен 238
Прибалхашская часть Западно-Балхашского геосинклинального прогиба . . 239

Джильтавская глыба . . . 250
Чуйское геоантиклинальное поднятие . . . 252
Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие . . . 253
Сасырлыкская часть Западно-Балхашского геосинклинального прогиба . . 263
Девонские интрузии . . . 268
Каменноугольные отложения . . . 273
Чуйское геоантиклинальное поднятие . . . 273
Область центрального грабена . . . 280
Бурунтавское геоантиклинальное поднятие . . . 280
Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб . . . 281
Сасырлыкский прогиб . . . 281
Прибалхашский прогиб . . . 286
Атасу-Моинтинское геоантиклинальное поднятие . . . 291
Пермо-карбон и нижняя пермь . . . 295
Интрузии герцинских гранитоидов . . . 295

Глава III. История развития структур . . . 300

Докембрий . . . 300
Кембрий . . . 305
Ордовик . . . 309
Силур . . . 319
Девон . . . 322
Карбон . . . 330
Пермь . . . 336

Глава IV. Генетические типы структур . . . 338

Геосинклинальные прогибы, заложенные к началу рифея . . . 338
Джалаир-Найманский геосинклинальный прогиб . . . 338
Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб . . . 339
Акдолинское антиклинальное поднятие . . . 339
Прибалхашский прогиб . . . 341
Сасырлыкский прогиб . . . 342
Геоантиклинальные поднятия, сложенные дорифейским комплексом . . . 343
Разрывные нарушения . . .
Взбросы, взбросо-сдвиги и связанные с ними надвиги . . .
Область центрального грабена . . . 347
Чуйская глыба . . . 348
Сбросы . . . 350
Трещины, выполненные магматическими образованиями . . . 351

Выводы . . . 356

Литература . . . 358

Наталья Гавриловна Маркова

Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы

Труды Геологического института. Выпуск 62

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор Издательства *И. М. Чепикова*. Технические редакторы *И. Н. Дорохина, О. М. Гуськова*

РИСО АН СССР № 26-39В Сдано в набор 2/VI 1961 г. Подписано к печати 2/X 1961 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Печ. л 22³/₄ + 4 вкл. Усл печ. л. 42,19(41,16+1,03). Уч.-издат. л. 32,6
Тираж 1200 экз. Т-10085 Изд. № 5335. Тип. зак. № 1961

Цена 2 руб. 37 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 37 к.