

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 101. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 32), 1948

**С. Е. Колотухина. СТРАТИГРАФИЯ, ФАЦИИ И ТЕКТНИКА
ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА САРЫ-СУ — МОИНТИНСКОГО
МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН). Н. А. Штрейе
и С. Е. Колотухина. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР ОРТАУ
И КОС-МУРУН (ЖАНА-АРКЫНСКОГО РАЙОНА КАРАГАНДИНСКОЙ
ОБЛАСТИ). Д. Г. Сапожников. ИДЫГЕЙСКАЯ ТЕКТНИЧЕСКАЯ
ЗОНА В ДЖЕЗКАЗГАН-УЛУТАВСКОМ РАЙОНЕ**



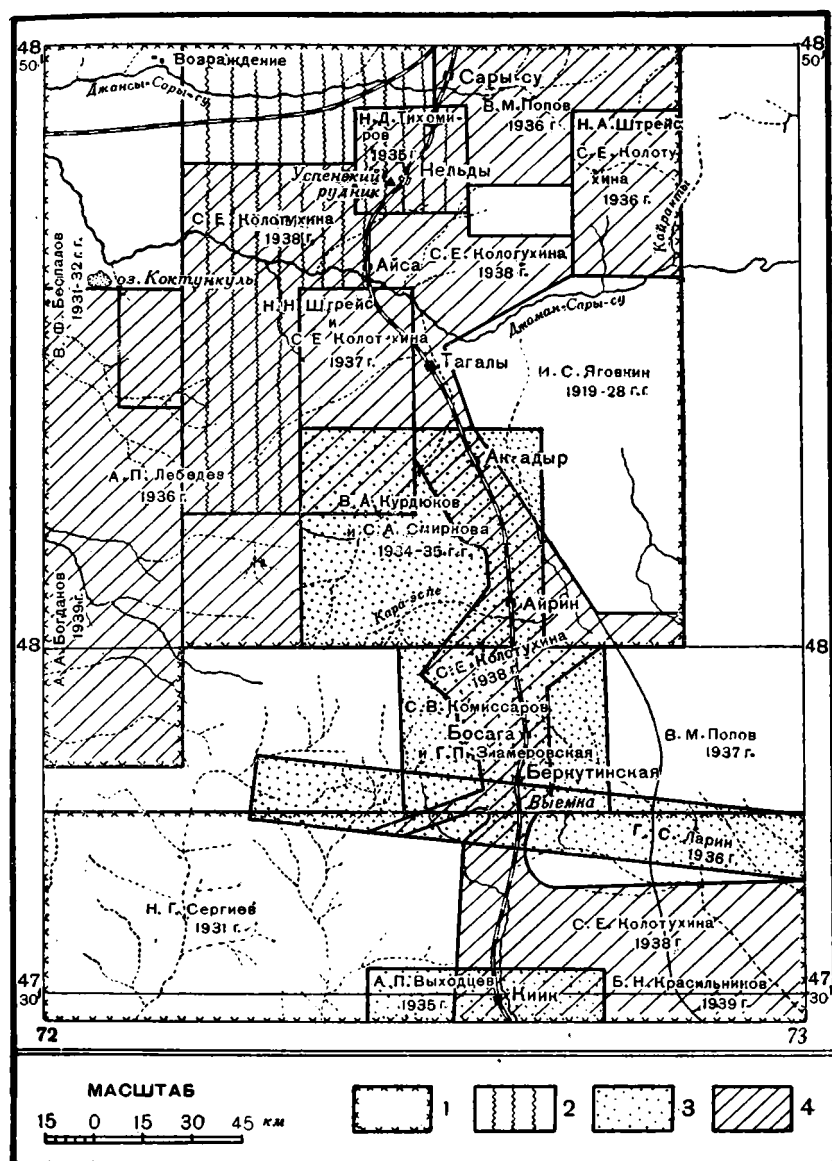
С. Е. КОЛОТУХИНА

**СТРАТИГРАФИЯ, ФАЦИИ И ТЕКТНИКА ДЕВОНА
И НИЖНЕГО КАРБОНА САРЫ-СУ — МОИНТИНСКОГО
МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)****I. ВВЕДЕНИЕ**

Материалы для настоящей статьи получены в результате четырехлетней работы (1936—1939 гг.) автора в составе Центрально-Казахстанской экспедиции Академии Наук, которая проводила широкое региональное изучение геологического строения Центрального Казахстана. Автором изучались стратиграфия и фации отложений среднего палеозоя района Сары-су—Моинтинского водораздела и северо-восточной части северного Прибалхашья. В 1936—1937 гг. исследования велись в северной части района (р. Кайракты, горы Кос-мурун и Ортау) в партии, возглавляемой Н. А. Штрейсом, который занимался изучением стратиграфии отложений нижнего палеозоя. Материал обрабатывался совместно и сведен в отчетах 1936—1937 гг. В 1938—1939 гг. исследования автора по специальным тематическим заданиям были сосредоточены в районе Успенского рудника, в южной части района Сары-су—Моинтинского водораздела и в северном Прибалхашье. Полученные результаты частично опубликованы (Колотухина, 1938, 1940₁, 1940₂) или представлены в отчетах. Для большей части исследованной области имеются уже геологические съемки различного масштаба (от 1 : 420 000 до 1 : 50 000) Геологического комитета более раннего периода изучения Казахстана и Казахского геологического управления (б. Казахского треста) последних лет. Вся площадь, охваченная сводной геологической картой, была покрыта съемкой (масштабов 1 : 50 000—1 : 200 000) и отдельными маршрутами автора, за исключением самой западной окраины района (съемки В. Ф. Беспалова, А. А. Богданова и А. П. Лебедева) и северной окраины (съемки А. А. Богданова, П. Н. Кропоткина и В. М. Попова), что отражено на прилагаемой карте изученности (фиг. 1).

В обработке большого палеонтологического материала по отдельным группам фауны принимали участие следующие лица: С. Е. Колотухина (климений, брахиоподы), Н. Л. Бубличенко, А. М. Симорин, Н. Г. Маркова, Н. В. Литвинович (брахиоподы), Е. Д. Сошкина (кораллы), В. П. Нехорошев (мшанки), Д. М. Раузер-Черноусова (фораминиферы). Петро-

графические описания осадочных и туфогенных пород сделаны автором; часть эффузивных пород (основные эффузивы) описаны Н. Г. Сергиевым, часть — И. Ф. Трусовой.



Фиг. 1. Схема размещения использованных материалов.

1 — съемки ГГРУ и КГРТ; 2 — съемки Прибалхашстрой; 3 — съемки Кар. ГРБ; 4 — съемки ЦКЭ АН.

Задачей настоящего исследования являются установление стратиграфического положения многочисленных свит девона и нижнего карбона и уточнение их возраста по палеонтологическим данным и на базе сравнительного анализа вулканогенных и осадочных фаций, распространение

которых во времени и в пространстве связано с развитием тектонической структуры района.

Общее руководство этой работой принадлежало чл.-корресп. Н. С. Шатскому, которому автор считает своим долгом выразить глубокую благодарность.

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В строении описываемого района принимают участие осадочные, эффузивные и интрузивные породы. Последние занимают около 25% всей исследованной площади. Мощная серия осадочных и связанных с ними эффузивных образований подразделяется на четыре комплекса, отличающиеся друг от друга характером слагающих их пород, дислоцированностью и степенью метаморфизма.

Нижний комплекс отвечает древнейшим докембрийским образованиям; следующий комплекс охватывает отложения нижнего палеозоя от кембрия до ордовика включительно; в самостоятельный комплекс мы выделяем отложения готландия; верхний комплекс представлен отложениями девона и нижнего карбона.

Лучшим критерием для возрастной оценки той или иной свиты, естественно, является наличие фаунистически охарактеризованных горизонтов.

Но немногочисленность таких биостратиграфических горизонтов, при большой мощности немых толщ, затрудняет возрастные сопоставления, и мы принуждены бываем часто основываться на структурных взаимоотношениях, на сходстве литологического состава и широких параллелизациях тех или иных пород с породами отдаленных районов, где их возраст считается вполне доказанным.

Вопросам стратиграфии отложений нижнего палеозоя данного района были посвящены специальные исследования Н. А. Штрейса. Составленные им сводные разрезы и стратиграфическая схема приводятся в нашей совместной работе, которая печатается в настоящем сборнике (1948).

К древнейшим образованиям района мы относим три комплекса пород: а) докембрийский, б) нижнепалеозойский и в) отложения готландия.

а) **Докембрийский комплекс (PrCm)** представлен кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, кремнистыми сланцами, конгломератами, мраморизованными известняками и измененными эффузивами.

Главная область развития этого комплекса расположена на юге района, начинаясь между гранитными массивами гор Ортау и Кос-мурун, протягиваясь к западу от массива гор Алабас и на юг до долины левой вершины речки Талды-монака. По данным В. Ф. Беспалова, эти породы окружают с севера массив гор Кызылтау и известны дальше к юго-востоку за пределами изученного района.

На юго-восточном склоне гор Кос-мурун в сопках Суран встречаются породы, аналогичные вышеописанным. Изучавшие разрез Сурана В. А. Курдюков и Н. А. Смирнова считали эти породы «динамометаморфическими, образовавшимися под сильным давлением в зоне разлома» (?). В 5—6 км на северо-восток от выходов упомянутых пород в сопках Котур-оба, сложенных породами готландия, по нашим личным наблюдениям, а также по данным Курдюкова и Смирновой, в гальке базального конгломерата встречаются те же породы: очковые гнейсы, кварцево-слюдавые сланцы, кварциты, порфиroidы.

Последнему обстоятельству мы придаем большое значение. В готландскую эпоху, разумеется, никак не могли размываться породы, образовавшиеся в зонах разлома, которые, по данным тех же исследователей, возникли в значительно более позднее время. С большой долей вероятности можно считать эти породы также докембрийскими.

б) Н и ж н е п а л е о з о й с к и й к о м п л е к с (CmS_1) (кос-мурунская, актейлякская, кызылтавская свиты, по Н. А. Штрейсу).

В данном комплексе имеет место переслаивание зеленовато-темносерых полосатых кварцитовидных песчаников и кремнистых сланцев с альбитофировыми туфами, агломератами и покровами темнозеленых диабазов с пачками белых, зеленых и красных, часто гематитизированных яшм.

Эффузивно-яшмо-песчаниковые толщи слагают значительные площади в изученном районе. Они выходят узкой полосой между горными массивами Ортау и Кос-мурун (самая нижняя часть свиты), образуют довольно широкую полосу северо-западного простирания, к югу переходящего в широтное, захватывающую сопки Бир-назар, сопки Кара-джал у станции Ак-адыр и ур. Кызыл-караган. У станции Ак-адыр наблюдаются средняя и верхняя части разреза. В ур. Кызыл-караган нами наблюдалась средняя часть этого комплекса, представленная переслаиванием яшм, диабазов, диабазовых порфиринов, их туфов и туфо-песчаников; к этим породам приурочен очень небольшой шток основных интрузивных пород типа габбро. Далее к северу небольшое линзообразное тело, сложенное породами ордовика, мы встречаем у южного окончания гор Джаксы-тагалы.

По данным В. Ф. Беспалова (1938), аналогичные породы слагают мелко-сопочник к западу от оз. Коктун-куль и горы Аркалык (южные отроги которых доходят до берега р. Джаксы-сары-су и попадают в пределы прилагаемой геологической карты в северо-западном углу ее) (фиг. 2).

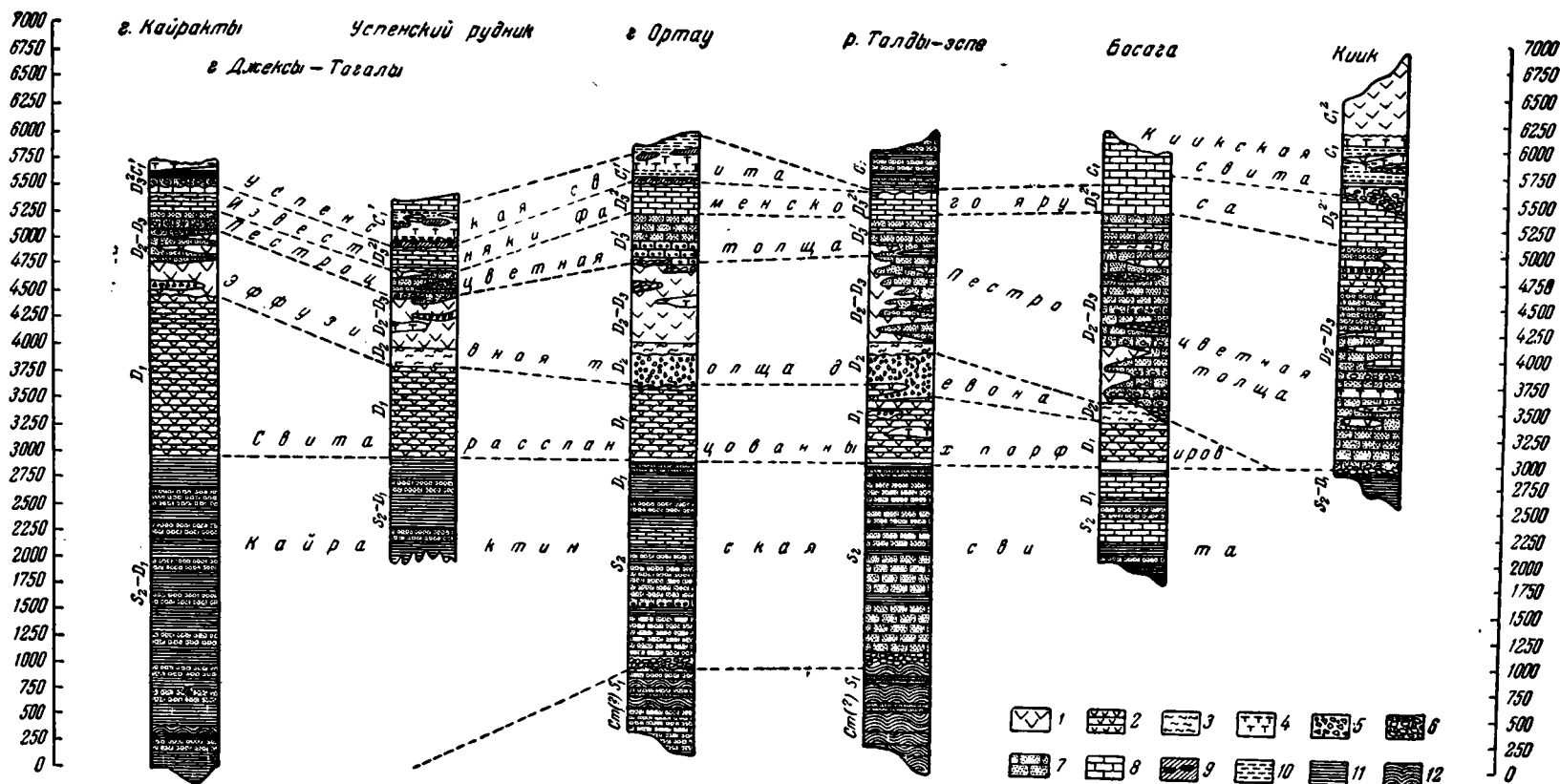
В сводном разрезе нижнесилурийских отложений, который дает Беспалов для гор Аркалык, мы узнаем те же породы эффузивно-яшмо-песчаниковой толщи. А. А. Богданов, производивший исследования в районе гор Аркалык, также выделяет отложения ордовика. Разрез этой толщи, по Богданову, отличается от разреза, приведенного Беспаловым, тем, что песчаниковые толщи, которые Беспалов считает самыми древними, Богданов относит уже к готландию.

Отложения готландия как в изученном районе, так и в соседних районах, нигде не представлены в эффузивной фации. Нам кажется более правильным так называемый силуро-девонский эффузивный комплекс Беспалова относить к нижнему девону, к чему склонялся также сам автор в одной из первоначальных редакций своего отчета. Таким образом из стратиграфического разреза Беспалова готландий как бы выпадает. Вероятнее всего, что он представлен в какой-то мере и в районе Беспалова, но не отделяется последним от отложений ордовика. На прилагаемой геологической карте в районе гор Аркалык мы проводим границу между отложениями ордовика и готландия по данным Богданова. Что касается района оз. Коктун-куль, то здесь граница проведена нами условно.

в) О т л о ж е н и я г о т л а н д и я (S_2) (Песчаниково-сланцевая или сарысуйская свита, по Н. А. Штрейсу).

Этот комплекс мы выделяем отдельно, так как в ряде мест его отложения связаны постепенными переходами с отложениями девона.

Хорошо выделяются две толщи: нижняя, представленная конгломератами и полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками,



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов нижнего и среднего палеозоя района Сары-су—Моинтинского водораздела.

1 — альбитофиты, кварцевые порфиры; 2 — рассланцованные кварцевые порфиры; 3 — порфириты; 4 — туфы кислых эффузивных пород, туффиты; 5 — лаво-агломераты и брекчии; 6 — конгломераты и туфо-конгломераты; 7 — песчаники, туфо-песчаники и кварциты; 8 — известняки и мраморы; 9 — кремнистые и железистые образования; 10 — кремнистые сланцы и кварциты; 11 — сланцы глинистые, хлоритизированные и серицитизированные; 12 — яшмы и связанные с ними эффузивные породы.

и верхняя, где преобладающее значение имеют сланцы. В местах, где мы встречали исключительно нижнюю толщу, как, например, в сопках Бир-назар, Кара-джал, Котур-оба и, вероятно, Аркалык, можно с уверенностью говорить о готландском возрасте этих отложений (S_2). Но вопрос усложняется на таких участках, как район р. Кайракты, ур. Кызыл-караган, Беркутинский перевал, где выходит верхняя толща готландия и где девонские отложения также представлены в сланцевой фации. Эти породы настолько похожи друг на друга, что их легко спутать как в поле, так и при микроскопическом изучении. В таких случаях мы придаем этим отложениям условный индекс $S_2 - D_1$.

г) Среднепалеозойский комплекс (девон—нижний карбон). Отложения девона и нижнего карбона развиты на большой площади Сары-су—Моинтинского водораздела. Они представлены типичными лавами (основными и кислыми), разнообразными пирокластическими образованиями и различными осадочными породами (конгломератами, песчаниками, сланцами и известняками) как морского, так и континентального генезиса.

Осадочные и вулканогенные породы часто переслаиваются между собой. В одних разрезах можно наблюдать преобладание эффузивных толщ над осадочными, в других разрезах, наоборот, преобладают осадочные толщи. Отдельные пачки пород выклиниваются по простиранию и быстро сменяются в вертикальном направлении другими породами.

Наблюдения над изменениями состава пород и мощностями в различных разрезах показали, что можно наметить определенные закономерности в их распределении во времени и в пространстве.

При взгляде на геологическую карту сразу бросается в глаза распределение стратиграфических комплексов на площади исследованного района. На участках сплошного развития докембрийского и нижнепалеозойского комплексов породы девона и нижнего карбона или отсутствуют или представлены отдельными обрывками с ничтожной мощностью. Забегая несколько вперед в область анализа тектонической структуры района, мы можем сказать, что приподнятые участки характеризуются отсутствием или неполным развитием пород среднепалеозойского комплекса. Наоборот, в участках погружений мощность последних достигает значительных размеров. Что касается характера разрезов, то и здесь наиболее резкие фациальные различия можно наблюдать между разрезами участков поднятий и участков погружений.

Исходя из таких предпосылок, мы считаем целесообразным область развития пород среднепалеозойского комплекса разделить на несколько районов, отличающихся как по положению в тектонической структуре, так и по фациям, и вести описание каждого района отдельно.

Таких районов мы выделяем шесть: 1) район р. Кайракты, 2) район Успенского рудника и западных отрогов гор Джексы-тагалы, 3) район гор Ортау, 4) район р. Талды-эспе, 5) Беркутинский район, 6) Киикский район.

III. ОПИСАНИЕ ГЛАВНЫХ РАЗРЕЗОВ

1. Район р. Кайракты

Этот район охватывает бассейн р. Кайракты, правого притока р. Джеман-сары-су. Здесь непосредственно на яшмо-песчаниковую толщу ордовика налегает очень мощная толща преимущественно терригенных пород, имеющая весьма широкое распространение. Характерная однооб-

разная зеленая окраска обусловила данное ей И. С. Яговкиным название «зеленой толщи». Вдоль левого берега р. Кайракты обнажаются сплошные разрезы этой толщи. Здесь она изучалась нами впервые, и ей было присвоено впоследствии название кайрактинской свиты.

Разрез представляется в следующем виде (снизу вверх):

- $S_2 - D_1$ (?) 1) Сланцы глинистые, темнозеленые хлоритизированные, чередуются с более плотными, нередко переходящими в крайнюю степень окремнения, кварцитовыми сланцами. Слоистость отчетливая, тонкая, выраженная обычно в долях сантиметра, но встречаются прослой кварцитов, достигающие 15—20 м мощности. Описанным породам подчинены редкие прослой неравномернозернистых зеленых песчаников, достигающие мощности 1.0—1.5 м, чаще 0.2—0.4 м. Мощность 150 м.
- D_1 2) Зеленые, хлоритизированные, листоватые глинистые сланцы с прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, мощность которых достигает 4—5 м. Как сланцы, так и песчаники пересечены тонким каркасом кварцевых жилок. Мощность 40 м.
- D_1 3) Чередование темнозеленых, сильно хлоритизированных, листоватых глинистых сланцев с более плотными кремнистыми сланцами. Преобладают кремнистые разности. Породам этим подчинены тонкие залежи (5 см — 0.5 м) мелкокристаллического диабазы. Мощность 40 м.
- D_1 4) Кремнистые темнозеленые, очень плотные сланцы, хлоритизированные, с редкими блестками серицита, хорошо слоистые, с подчиненными прослоями мощностью 5—10 см листоватых хлоритизированных сланцев. Мощность 20 м.
- D_1 5) Прослой диабазы зеленого цвета, рассланцованный на плитки 2—10 см толщиной. Мощность 10 м.
- D_1 6) Чередование глинистых и кремнистых сланцев. Сланцы глинистые темнозеленые, тонкослоистые, хлоритизированные, по плоскостям наложения легко распадаются на тончайшие (в долях миллиметра) плитки. Кремнистые сланцы окрашены в более темный цвет. Мощность 60 м.
- D_1 7) Песчаники темнозеленые, очень плотные, хорошо слоистые, с острорежущим изломом; на выветрелой поверхности видны мелкие зерна полевых шпатов. Мощность 20 м.

При изучении всей свиты в целом намечается некоторая закономерность в смене материала. В основании свиты преобладает более грубый материал; выше в разрезе доминируют песчаники, постепенно появляются тонкие прослой сланцев, мощность прослоев увеличивается и сланцы начинают преобладать в разрезе; средняя часть разреза представлена почти исключительно сланцами, выше же снова появляются песчаники. Переходы от песчаников к сланцам очень постепенны. К нижним частям толщи приурочены маломощные прослой известняка. Общая мощность кайрактинской свиты достигает около 4 км. Однообразная зеленая окраска как осадочных, так и подчиненных им эффузивных пород, обусловленная обильным выделением хлорита, придает свите характерный зелено-каменный габитус. Песчаники варьируют в крупности зерна от грубозернистых до тонкозернистых сливных песчаников. Наблюдаются плотные, массивные структуры, но преобладают сильно давленные сланцеватые. Иногда трудно провести границу между сланцеватыми песчаниками

и песчанистыми сланцами. В составе песчаников заметно преобладают полевой шпат и кварц.

К верхам толщи в районе р. Кайракты приурочены многочисленные маломощные пластовые эффузии диабазов, пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов и спилитов.

Породы кайрактинской свиты глубоко метаморфизованы. В эффузивных породах общий характер изменений (соссюритизация, альбитизация, хлоритизация и др.) позволяет считать, что метаморфизм имеет региональный характер, дающий в конечном итоге зеленокаменную фазу. В осадочных породах метаморфизм выразился в процессах серицитизации, зеленокаменного изменения и окварцевания.

На толщи сланцев и песчаников кайрактинской свиты трансгрессивно и с угловым несогласием налегает нижеследующая серия слоев (сводный разрез сопок Тезек-бай и Ак-чоко с севера на юг записан снизу вверх):

- $D_2 - D_3^1$ 1) Туфопесчаники мелкозернистые, зеленовато-серого цвета, переслаивающиеся со сланцами тонколистоватыми, глинистыми, зеленого цвета. Мощность около 150 м.
- $D_2 - D_3^1$ 2) Полимиктовые песчаники среднезернистые, зеленовато-серого цвета, с большим содержанием зерен полевого шпата; они содержат пропластки и захваченные куски зеленых глинистых сланцев. Мощность около 150 м.
- $D_2 - D_3^1$ 3) Туффиты зеленовато-серого и табачного цвета, содержат прослой более грубозернистого материала. Мощность около 50—60 м.
- $D_2 - D_3^1$ 4) Агломератовые туфы и брекчии, состоящие преимущественно из обломков порфира красноватых и фиолетовых тонов. Мощность около 70 м.
- $D_2 - D_3^1$ 5) Кварцевые порфиры красновато-фиолетового цвета с частыми крупными вкрапленниками полевого шпата и более мелкими вкрапленниками кварца. Мощность около 100 м.
- $D_2 - D_3^1$ 6) Кварцевый альбитофир розовато-серого цвета с мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата. Мощность около 20 м.
- $D_2 - D_3^1$ 7) Фельзит светлозеленого цвета. Мощность около 20 м.
- D_3^1 8) Конгломерат, состоящий преимущественно из гальки фиолетового и красноватого порфира. Галька различной величины — от нескольких сантиметров до крупных валунов, достигающих 0,5 м. Мощность около 10 м.
- D_3^1 9) Полимиктовые песчаники грубозернистые и среднезернистые фиолетово-серого цвета. Мощность около 60 м.
- D_3^1 10) Полимиктовые песчаники зеленовато-серого цвета, неоднороднозернистые. Представляют чередование более тонкого материала, гравия и гальки порфира. Цемент карбонатный. Мощность около 80 м.
- D_3^2 11) Связанные очень постепенным переходом с вышеописанными песчаниками темносерые среднезернистые известняки со значительной примесью туфогенного обломочного материала; содержат маломощные (2—5 м) прослой песчаников табачного цвета. Мощность около 150 м.

Известняки содержат фауну брахиопод: *Spirifer (Cyrtospirifer) archiaci* M u r c h., *Sp. calcaratus* S o w., *Productus praelongus* S o w., *Pr. meisteri* P o e t z., *Athyris angelica* H a l l., var. *kulika* N a l. и др., криноидей, кораллов и мшанок — типичную фауну мастеровских слоев фаменского яруса.

На продолжении приведенного разреза (сопка Итазу на левом берегу р. Кайракты)¹ на темносерые известняки с фауной мастеровских слоев с небольшим угловым несогласием и трансгрессивно, местами перекрывая темные известняки и переходя на подстилающие песчаники, налегает пачка:

- D₃² 12) светлосерых плотных, чистых, мелкозернистых, сильно перекристаллизованных известняков с фауной: *Cyrtoclymenia pinnata* P e r n a var. *kajractusensis* var. nov.,² *Varioclymenia varicata* S o b., *V. callimorpha* L a n g e, *V. cf. pompeckii* W d k d., *Praeglyphioceras pseudosphaericum* Frech. var. *itazuensis* var. nov., *Sporadoceras* sp., *Orthoceras* sp., *Phacops* sp. Мощность известняков 100 м.

Описанный разрез претерпевает некоторые изменения с востока на запад, на коротком расстоянии (около 1.0—1.5 км) происходит замещение горизонта светлых известняков желтовато-серыми окремнелыми известняками и кремнистыми туффитами, содержащими фауну: *Productus semisbugensis* N a l., *Pr. (Plicatifer) praelongus* S o w., *Spirifer (Cyrtospirifer)* ex gr. *sulcifer* H a l l., *Sp. (Cyrtospirifer) posterus* N a l., *Chonetes armata* v. B o u c h.

На размытую поверхность светлых клименийевых известняков (на сопке Итазу) трансгрессивно налегают:

- C₁¹ 13) Туфоконгломерат, состоящий из гальки нижележащего известняка, кварцевого порфира и др. пород с туфогенным цементом. Мощность 1.5—2.0 м
- C₁¹ 14) Грубозернистые полимиктовые туфогенные известковистые песчаники, переслаивающиеся с конгломератами, состоящими из гальки светлосерого известняка, порфиров и сланцев. Песчаники содержат органические остатки: членики криноидей и ядра пеллеципод. Мощность 50 м

В других местах разрез начинается отложениями очень интересного горизонта, представленного скоплением железо-марганцовых руд в ассоциации с кремнистыми породами — туфами и окремнелыми известняками. Там, где отсутствует рудный горизонт, все же наблюдается значительное обогащение верхнего слоя светлых известняков гидроокислами железа.

Довольно характерный разрез мы имеем в седловине между сопками Тезек-бай и Ак-чоко. Здесь на светлые известняки налегают:

- C₁¹ 1) Светлосерые грубозернистые песчаники с мелкой галечкой темного кремня. Песчаники содержат обломки стеблей криноидей. Им подчинены тонкие прослои более темных мелкозернистых песчаников и туфов. Мощность 40 м.

¹ На сопке Итазу в разрезе преобладают эффузивные породы, а к югу от описанного выше разреза (правобережье р. Джеман-сары-су) мощность песчаников резко возрастает, эффузивные же породы выпадают из разрезов (см. табл. 1).

² Определение С. Е. Колотухиной (1938).

- С₁¹ 2) Чередование туфов светлосерых, желтоватых и буровато-серых с тонкой пористостью, переходящей в каверны. Каверны заполнены лимонитом. Мощность 50 м.
- С₁¹ 3) Лавы темносерого цвета афанитового сложения. Мощность 5 м.
- С₁¹ 4) Туффиты кремнистые полосатые, светлосерые с более темными полосами. Мощность 20 м.
- С₁¹ 5) Светлосерые толстослойные (0.4—0.5 м), грубообломочные туфопесчаники, в основном аналогичные песчаникам слоя 1. Мощность 20 м.
- С₁¹ 6) Зеленовато-серые и красноватые узловатые ленточные известняки, с тонкими пропластками туффитов. Мощность 30 м.
- С₁¹ 7) Известняки массивные кристаллические плитчатые. Мощность 10 м.
Известняки содержат фауну брахиопод: *Productus kassini* N a l., *Pr. artifossa* M o o r e, *Pr. laevicostus* W h i t e, *Spirifer sibiricus* L e b., *Sp. roemerianus* K o n., *Sp. kasak* N a l., *Camarotoechia rowleyi* W e l l., *Brachythyris peculiaris* S c h u m., *Ambocoellia unionensis* W e l l., типичных для низов турне.
- С₁¹ 8) Туфы светлые, желтоватые с красноватыми полосками и выцветами, очень мягкие, иногда каолинизированные. Мощность около 25—30 м
- С₁¹ 9) Известняки темносерые, почти черные, плитчатые, со значительной примесью обломочного материала и с сильным сероводородным запахом.

Как видно из приведенных выше разрезов, состав толщи, залегающей непосредственно на светлых клименийевых известняках, чрезвычайно пестрый и разнообразный. В нижней части толщи преобладают туфогенно-обломочные породы с подчиненными им маломощными прослоями лав, в верхней части толщи начинают играть значительную роль известняки, переслаивающиеся с более тонким туфогенным материалом.

На этом заканчивается разрез Кайрактинского района.

2. Район Успенского рудника и западных отрогов гор Джексы-тагалы

Самой древней толщей среди изученных нами отложений этого района является мощная свита терригенных пород, подвергшихся сильному метаморфизму. Это зеленые и зеленовато-серые хлоритовые и серицитово-хлоритовые сланцы, рассланцованные, окварцованные и хлоритизированные песчаники и кварциты S₂¹. К самым низам разреза приурочены маломощные (40—50 м) линзы сургучно-красных яшм. Породы этой свиты выходят к юго-востоку от Успенского рудника, где видимая мощность их достигает около 1500 м.

Далее на юго-восток в бассейне р. Кайракты эти породы получают более широкое распространение (см. описание Кайрактинского района).

Сравнение разрезов в районе Успенского рудника с разрезами р. Кайракты показывает, что здесь мы имеем дело, повидимому, с нижней частью кайрактинской свиты; верхние, менее метаморфизованные пачки осадочных пород с прослоями основных лав выпадают из разрезов Успенского рудника.

На метаморфизованные сланцы кайрактинской свиты вдоль юго-восточного склона хр. Джексы-тагалы налегает нижеследующая серия эффузивных пород:

- D₁ 1) Зеленовато-серые плотные порфиры с крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата. Мощность 50 м.
- D₁ 2) Зеленоватые кварцевые порфиры сильно рассланцованные, с вкрапленниками кварца, линзовидно вытянутыми по сланцеватости. Мощность 60 м.
- D₁ 3) Темнозеленые кварцевые порфиры, рассланцованные, листоватые. Мощность 40 м.
- D₁ 4) Светлозеленые кварцевые порфиры, аналогичные описанным выше. Мощность 50 м.
- D₁ 5) Выше лежат фиолетово-серого цвета массивные альбитофиры.

В сопках Каскыр-шапкан (западные отроги гор Джексы-тагалы, в 4 км на юго-восток от Успенского рудника) на породах кайрактинской свиты залегают:

- D₁ 1) Светлосерый, почти белый, сильно рассланцованный кварцевый порфир, с крупными (до 0.5—0.8 см), очень частыми вкрапленниками кварца линзовидной удлиненной формы. Мощность около 70 м.
- D₁ 2) Светлосерый рассланцованный кварцевый порфир с крупными частыми вкрапленниками кварца и К-полевого шпата. Мощность около 100 м.
- D₁ 3) Порфирит кварцевый, сильно давленный, рассланцованный, светлозеленого цвета. Мощность около 50 м.
- D₁ 4) Порфир фисташково-зеленого цвета, рассланцованный, с обильными выделениями хлорита и эпидота на плоскостях сланцеватости. Мощность около 100 м.
- D₁ 5) Сланец серицитово-кварцевый, хлоритизированный, светлозеленого цвета. Мощность около 70 м.

Как видно из приведенных выше разрезов, породы эффузивной толщи обладают большим однообразием сложения и состава. Преобладающая окраска этих пород — серая и зеленоватая. Отличительными чертами являются обилие крупных порфировых выделений, представленных, главным образом, кварцем, реже ортоклазом, количество которых доходит до 30—40% от общего объема породы, и интенсивная рассланцованность. Метаморфизм в этих породах выражен очень резко, но степень его неодинакова и существует целый ряд переходов от пород более слабо метаморфизованных к типичным милонитам.

Толщу рассланцованных кварцевых порфиров в районе Успенского рудника покрывают эффузивные и пирокластические образования, метаморфизованные и дислоцированные в значительно более слабой степени. Они слагают сопки Уш-тубе, Нельды и др. Хорошие разрезы этих отложений дают разведочные шурфы и канавы в 1.5 км к югу от рудника (с восточной стороны полотна железной дороги).

Типичный разрез, составленный по разведочным выработкам, представляется в следующем виде (снизу вверх):

- D₂ 1) Плагноклазовый порфирит серого и темносерого с фиолетовым оттенком цвета, с редкими вкрапленниками плагноклаза и железистыми включениями. Мощность 80 м.

- D₂ 2) Агломерат порфирита зеленовато-серого цвета, рассланцованный и окварцованный. Мощность 30 м.
- D₂ 3) Мандельштейн порфирита фиолетово-серого цвета, с миндалинами, заполненными кальцитом и халцедоном. Мощность 50 м.
- D₂ 4) Агломеративный туф порфирита темносерого с зеленым оттенком цвета, пронизанный тонкими прожилками кальцита. Мощность 70 м.
- D₂ 5) Альбитофир вишнево-красного цвета с частыми мелкими вкрапленниками плагиоклаза. Мощность 60 м.
- D₂ 6) Фельзит светлофисташкового цвета. Мощность 10 м.
- D₂ 7) Порфир красновато-фиолетового цвета с частыми крупными вкрапленниками плагиоклаза и более мелкими вкрапленниками кварца. Мощность 30 м.
- D₂ 8) Кварцевый порфир сиреневого цвета с частыми вкрапленниками К-полевого шпата и кварца. Мощность 25 м.

Выше трансгрессивно, местами на порфиритах, местами на альбитофирах залегают:

- D₃¹ 9) Красноцветные конгломераты, состоящие из разнообразной гальки с преобладанием гальки альбитофира. Величина гальки достигает 20—30 см, цемент грубообломочный. Мощность 15 м.
- D₃¹ 10) Песчаники среднезернистые, красновато-фиолетового цвета, местами косослоистые, полимиктового состава. Мощность 100—150 м.

Как видно из приведенного выше разреза, главную массу пород представляют типичные лавы, состав которых отвечает частью андезитовой, частью трахилипаритовой магме. Повидимому, меньшее значение имеет накопление обломочного материала, которое приурочено, главным образом, к верхним горизонтам разреза.

Излияния начинались более основными лавами, основность лав уменьшается по мере движения снизу вверх по разрезу. Порфириты сменяются альбитофирами и кварцевыми порфирами. Между теми и другими наблюдается ряд постепенных переходов. В нижней части толща представлена порфиритами, массивными породами зеленоватых и серых тонов; в верхней части разреза преобладают порфиры, окрашенные в вишневые, розоватые, сиреневые тона. Таким образом довольно четко выделяются две толщи: нижняя — порфиритовая и верхняя — альбитофировая.

Красноцветные конгломераты, залегающие обычно на размытой поверхности альбитофировой толщи, реже переходя на порфиритовую толщу, состоят, главным образом, из гальки альбитофира и кварцевых порфиров и их туфов, реже встречается галька основных эффузивных пород и кремня. Состав песчаников пестрый. В нижней части толщи песчаников много обломков эффузивных пород, в верхней части — преобладают обломки минералов.

На толще песчаников и конгломератов залегают известняки. Более низкие слои известняковой толщи представлены темносерыми крупнозернистыми известняками, содержащими органические остатки очень плохой сохранности. Выходы темных известняков наблюдаются в северной части района. Ими сложены сопки Сары-тюбе. Выше залегают светлосерые тонкослоистые известняки, пронизанные частыми прожилками кальцита. Местами мы встречаем среди них сахаровидные разности, состоящие под микроскопом из крупных кристаллов кальцита. Отдельные участки среди этих известняков подверглись сильному окремнению. Фауной светлые известняки чрезвычайно бедны; при самых тща-

тельных поисках в них обнаружены лишь остатки *Crinoidea* и в одном месте отпечаток *Orthoceras*.

Светлые известняки залегают трансгрессивно на темных известняках, переходя постепенно на более древние породы. Органические остатки были найдены В. М. Поповым в 1936 г. в темносерых известняках в 1.5 км к северо-востоку от сопки Сары-тубе у полотна железной дороги. По определению Н. А. Штрейса, они заключают *Spirifer calcaratus* Sow., характеризующего низы фаменского яруса, и представителей семейств *Productidae*, не определимых до вида.

На светлых известняках, а очень часто на более древних породах вплоть до пород кайрактинской свиты трансгрессивно и несогласно залегает серия довольно оригинальных туфогенно-обломочных и кремнистых образований, известная в литературе как «успенская серия».¹

Характер успенской серии хорошо виден в разрезе в 2 км к северу от сопки Шоин-тас, где на поверхности светлых известняков залегают ниже следующие породы (снизу вверх):

- C₁¹ 1) Сланцы глинистые, тонкоплитчатые, полосчатые, светлосерые, почти белые, неплотные.
- C₁² 2) Полосатые кремнистые туффиты различных типов с прожилками кварца по плоскостям кливажа.
- C₁³ 3) Сланцы тонколистватые, кремнисто-глинистые, темносерого, почти черного цвета.
- C₁⁴ 4) Кремнистые туффиты тонкоплитчатые, розоватого цвета с фиолетовыми прожилками.
- C₁⁵ 5) Туффиты и кремнистые сланцы, окрашенные в красный и охристый цвет.
- C₁⁶ 6) Рудный горизонт, представляющий брекчию из обломков туффитов, сцементированных лимонитов. Обломки покрыты лимонитовой и марганцовой коркой.
- C₁⁷ 7) Кремнистые туффиты толстоплитчатые, светлосерого цвета с желтоватыми разводами.
- C₁⁸ 8) Туффиты голубовато-серого цвета.

Общая мощность пачки 150 м.

В разрезе преобладают кремнистые сланцы и туффиты. Тонкая полосчатость, сланцеватость, светлые — серые, кремневые, розовые тона, довольно сильное окремнение — отличительные черты пород успенской серии. Характер разреза несколько меняется как в горизонтальном, так и вертикальном направлении. Так, на сопках Кереге-тас и на Успенском руднике в разрезах преобладают конгломераты и туфопесчаники; в верхних частях разреза появляются прослои тонкополосчатых известняков.

Большой интерес представляют встречающиеся в данном комплексе горизонты железо-марганцового оруденения и окремнения. Нижний рудный горизонт приурочен к контакту успенских пород с известняками верхнего девона. Породы этого горизонта весьма характерны. Это яшмовидные кремни желтоватых, охристых и вишнево-красных тонов, сменяющиеся на коротком расстоянии красно-бурыми ожелезненными туфами и типичными бурыми железняками. Марганцовые образования представ-

¹ Название дано разведчиками Успенского рудника и введено в литературу И. С. Яговкиным.

лепы неправильной формы с ростковидными желваками и плотными мелкозернистыми массами черного цвета. Так называемые железистые кварциты горы Шоин-тас, относимые нами также к этому горизонту, представляют кремнистые породы, интенсивно пропитанные окислами железа и впоследствии метаморфизованные.

Разрез венчает залегающая на отложениях успенской серии пачка серых мелкозернистых, сильно перекристаллизованных, местами плитчатых и сланцеватых известняков, мощностью около 100 м. Эти известняки слагают сопку Бирбай в 7 км к северу от Успенского рудника. В известняках нами собрана фауна мшанок, среди которых В. П. Нехорошевым установлены следующие нижнекаменноугольные формы: *Fenestella* cf. *nododorsalis* Ulrich, *F.* cf. *triserialis* Ulrich, *F.* ex gr. *polyporata* Phill., *Polypora* ex gr. *macroyana* Ulrich, *Sulcoretepora* sp., *Batostomella* sp., *Fistulipora* sp.

Собранная из той же пачки фауна брахиопод вследствие чрезвычайно плохой сохранности определена быть не могла.

3. Район гор Ортау

На северном, северо-западном и северо-восточном склонах гор Ортау, на интенсивно дислоцированных породах нижнего палеозоя трансгрессивно и местами со значительным угловым несогласием залегает комплекс пород, очень пестрый как в текстурном и структурном отношении, так и по минералогическому составу. Это мощная толща, в нижней своей части эффузивных пород сопровождающаяся серией пирокластических образований: лавагglomerатов, туфоагglomerатов, туфов, туффитов и туфопесчаников, в верхней части пород осадочных: конгломератов, песчаников, сланцев, известняков. Изучение стратиграфического разреза, составленного на северо-западном и северо-восточном склонах Ортау, позволяет выделить несколько самостоятельных толщ.

Нижнюю часть разреза мы можем наблюдать на северо-восточном склоне Ортау. Здесь эффузивный комплекс залегает местами на песчано-конгломератовой толще готландия, местами же на более древних породах. Породы нижнего палеозоя падают довольно круто с углами 50—80°, СВ 270—300°. Благодаря хорошо выраженной флюидалной структуре в эффузивных породах наблюдаются падения, колеблющиеся в пределах ЮЗ 240°—З 270° с более пологими углами 25—40°. Таким образом здесь отмечается и трансгрессивное налегание и значительное угловое несогласие между породами нижнего палеозоя и вышележащим комплексом.

Разрез эффузивного комплекса северо-восточного склона Ортау представляется снизу вверх в следующем виде:

- D₁ 1) Кварцевый порфир зеленовато-серого цвета с микрозернистой основной массой, с мелкими (1 мм) равномерно распределенными вкрапленниками кварца и полевого шпата.
- D₁ 2) Аналогичные разности более темного оттенка с некоторым преобладанием над кварцем вкрапленников полевого шпата.
- D₁ 3) Пачка полосатых пород, представляющая лаву с резко выраженной флюидалностью. Полосатость обусловлена чередованием полос, окрашенных в темносерый, светлосерый, зеленоватый и голубоватый цвет. Вся масса имеет фельзитовую структуру, в темно-серых полосах встречаются очень мелкие редкие вкрапленники кварца.

- D₁ 4) Кварцевый порфир светлосерого цвета, сильно давленный, рассланцованный.
- D₁ 5) Кварцевый порфир, аналогичный предыдущему, более темного цвета.
- D₁ 6) Кварцевый порфир темносерого цвета, рассланцованный, обогащенный хлоритом и серицитом.
- D₁ 7) Полевошпатовый порфир темносерого цвета, толстоплитчатый, с выделением хлорита и темных минералов по плоскостям сланцеватости.

Общая мощность пачки около 300 м.

С размывом на нижележащих слоях залегают:

- D₁ 8) Конгломерат, состоящий преимущественно из гальки порфира, порфирита, кремневой гальки и гальки известняка. Галька достигает 0.5 м в поперечнике, в среднем преобладает диаметр 9—10 см. Галька окатана плохо. Мощность 30 м.
- D₁ 9) Толща агломератовых туфов, состоящих из обломков порфирита весьма разнообразной величины и формы. Мощность 30 м.
- D₁ 10) Пузырчатые лавы типа мандельштейна с пустотами, выполненными кальцитом. Мощность 10 м.

Продолжение разреза мы имеем на северо-западном склоне Ортау:

- D₁ 11) Лаваагломерат светлосерого цвета, в обломках преобладают кроме порфиров обломки порфиритов и туфов серо-зеленого цвета. В цементе хорошо видны порфиновые выделения полевого шпата.
- D₁ 12) Лаваагломерат серого цвета с очень крупными обломками, достигающими 30—40 см в поперечнике. В основной массе, цементирующей обломки лавы, также хорошо заметны порфиновые выделения. Обломки состоят из весьма разнообразных пород: порфиритов, туфов, песчаников, порфиров и кремня. Агломерату подчинены маломощные прослои (10—20 м) кварцевых порфиров светлосерого цвета с фельзитовой основной массой и очень мелкими вкраплениями кварца. Мощность 100 м.

Как видно из приведенного выше разреза, более низкие горизонты эффузивной толщи представлены рассланцованными кварцевыми порфирами, верхние горизонты слагают агломераты с подчиненными маломощными прослоями кварцевых порфиров. Эффузивная толща в целом характеризуется рядом особенностей, которые дают нам возможность отличать ее от эффузивных толщ как нижнего палеозоя, так и занимающих более высокое стратиграфическое положение. Рассланцованные кварцевые порфиры нижней части толщи обнаруживают чрезвычайное сходство с кварцевыми порфирами гор Джексы-тагалы и Успенского рудника, описанными выше. Это сходство основывается не только на полевых наблюдениях, но полностью подтверждается данными микроскопического изучения. Состав излившихся лав преимущественно кислый, лишь изредка меняется в сторону несколько большей основности, давая прослои порфиров, бедных кварцем.

Мощный комплекс пирокластических образований (агломератов, туфов, туфопесчаников) с подчиненными ему маломощными прослоями кварцевых порфиров, относящихся к верхней части разреза, лежит трансгрессивно на толще кварцевых порфиров.

Подтверждения последнего обстоятельства мы видим:

1) в появлении конгломератов в основании агломератовой толщи, в составе гальки которых преобладают такие породы, как порфириты, песчаники, кремни, а также порфиры;

2) в более основном составе обломков лаваагломератов, среди которых много разнообразных порфиритов, нигде в исследованном районе не встреченных;

3) в налегании агломератовой толщи местами непосредственно на породы нижнего палеозоя.

Толщу расланцованных кварцевых порфиров и агломератовую толщу в районе гор Ортау, так же как и в районе Успенского рудника, покрывают эффузивные и кластические образования, резко отличающиеся от подстилающих толщ как составом и структурой, так и, главным образом, значительно более слабо выраженными метаморфизмом и дислоцированностью.

На северо-западном склоне гор Ортау прослеживается полный разрез этих толщ (ими сложен мелкосопочник Джумай-карашук). На агломератовой толще северо-западного склона гор Ортау здесь залегают (снизу вверх):

- D₂ 1) Темносерый с зеленоватым оттенком порфирит с редкими вкрапленниками плагиоклаза, сильно эпидотизированный. Мощность 20 м.
- D₂ 2) Порфирит светлозеленого цвета окварцованный, массивный, почти без вкрапленников. Мощность 15 м.
- D₂ 3) Туф порфирита тонкозернистый, плотный, серого цвета с зелеными прожилками и стяжениями, образованными, повидимому, скоплениями эпидота; трещины заполнены кальцитом в виде крупных кристаллов. Мощность 20 м.
- D₂ 4) Порфирит темносерого цвета с фиолетовым оттенком, плитчатый. Порода сильно карбонатизирована. Мощность 25 м.
- D₂ 5) Агломерат порфирита. Порода состоит из остроугольных обломков вышеописанного порфирита, сцементированного, повидимому, той же лавой более темного зеленоватого цвета. Мощность 20 м.
- D₂ 6) Брекчия порфирита, состоящая из обломков разнообразной величины (от 0.1 до 20—40 см) и формы. Обломки красноватого цвета, лишённые вкрапленников, сцементированные той же лавой с выделением эпидота, что придает цементу более темный зеленоватый оттенок. Мощность 20 м.
- D₂ 7) Агломерат альбитофира; представляет обломки порфиритовых лав, сцементированные лавой альбитофира. Порода внешне очень напоминает слой 5. Мощность 50 м.
- D₂ 8) Мандельштейн альбитофира. Пузыристые лавы с миндалинами, заполненными вторичным кварцем. Миндалины вытянуты в одном направлении, подчеркивая флюиальность породы. Мощность 80 м.
- D₂ 9) Темнофиолетовый альбитофир с редкими мелкими вкрапленниками полевого шпата. Мощность 100 м.
- D₂ 10) Грубозернистый туфопесчаник светлосиреневого цвета, состоящий из кварца, полевого шпата и обломков порфирита, альбитофиров и туфов. Мощность 10 м.
- D₂ 11) Кварцевый порфир сиреневого цвета с мелкими частыми вкрапленниками кварца и полевого шпата. Мощность 40 м.
- D₂ 12) Кварцевый порфир красно-фиолетового цвета без вкрапленников. Мощность 100 м.
- D₂ 13) Кварцевый порфир красно-фиолетового цвета с частыми мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата розового цвета. Мощность 100 м.

Общая мощность толщи около 800 м.

Выше, местами несогласно, покрывая более древние породы (агломератовую толщу и породы нижнего палеозоя), залегает мощная толща конгломератов и песчаников.

Разрез в мелкопесчанике Джумай-карашук снизу вверх:

- D₃¹ 1) Конгломерат, состоящий из гальки величиной 15—20 см, очень разнообразного состава. Преобладает галька красновато-фиолетового порфира, подчиненно встречается галька разнообразных порфиритов, яшмовидных пород, хлоритово-серицитовых сланцев и др. Галька окатана довольно хорошо. Вверх по разрезу окатанность и сортировка материала становятся лучше. Мощность 60 м.
- D₃¹ 2) Грубозернистый песчаник сиреневого цвета того же состава, что и конгломерат. Мощность 40 м.
- D₃¹ 3) Грубозернистый конгломератовидный песчаник светлосерого, слегка зеленоватого цвета, со включением более крупной гальки порфира и других пород. Мощность 75 м.
- D₃¹ 4) Порода слоя 3 переходит постепенно в среднезернистый песчаник того же цвета и состава. Мощность 80 м.
- D₃¹ 5) Среднезернистый тонкоплитчатый песчаник светлосерого цвета. Мощность 15 м.
- D₃¹ 6) Тонкоплитчатый песчанистый сланец светлофиолетового цвета. Мощность 10 м.
- D₃¹ 7) Вверх по разрезу грубость зерна снова возрастает, появляется песчаник сиреневого цвета с фиолетовыми участками, среднезернистый, с прослоями более крупнозернистого и конгломератовидного песчаника (мощностью 1—10 см —0.5 м). Мощность 100 м.
- D₃¹ 8) Еще выше переходит в мелкозернистые разности фиолетового цвета, часто с прекрасно выраженной тонкой слоистостью. Мощность 150—200 м.

Значительное разнообразие петрографического состава пород в приведенном разрезе заставляет нас остановиться хотя бы кратко на описании отдельных типов в порядке их стратиграфической последовательности. Нижние горизонты сложены порфиритами, преимущественно плагиоклазовыми и кварцевыми. Значительную роль играют агломератовые лавы и туфы. Более высокие горизонты толщи представлены альбитофирами, агломератами с подчиненными прослоями туфов и туфопесчаников. Верхнюю часть разреза составляет толща кластических пород весьма пестрого состава, но в главной своей массе отвечающих составу подстилающих эффузивов.

На эффузивах, а местами на породах кластической толщи залегают известняки. Хорошо выделяются два горизонта их: 1) горизонт темных известняков, 2) горизонт светлых известняков.

В 6 км к северо-западу от вершины мелкосопочника Джумай-карашук, у дороги на оз. Коктун-куль, в темносерых известняках с маломощными (до 0.5 м) прослоями туфов заключена обильная фауна брахиопод, кораллов, мшанок, криноидей и др. Брахиоподы, по определению Н. Г. Марковой, представлены следующими видами: *Spirifer calcaratus* Sow., *Sp. archiaci* Murch., *Sp. ex gr. archiaci* Murch., *Sp. disjunctus* Sow., *Sp. tenticulum* Vern., *Sp. brodi* Vern., *Sp. calcaratus* var. *quadrata* Nal., *Sp. aquilinus* Rom., *Productus meisteri* Petz., *Productella lachrimosa* var. *lima* Conr., *Pr. artirostrata* Hall.,

Pr. aff. costatula Hall., *Productus praelongus* Sow., *Pr. speciosa* Hall., *Pugnax triaqualis* Goss., *Pugnax ex gr.*, *Pugnax* Mart., которые типичны для мейстеровских слоев верхнего девона.

Мощность горизонта темных известняков 100—150 м.

Верхний горизонт известняков отличается от нижнего горизонта и литологически и значительной бедностью органическими остатками. Это светлосерые, местами розовато-серые известняки, массивные или рыхлые, сахаровидные или тонкослоистые, иногда заметно окремнелые. Горизонт светлых известняков чаще всего залегает трансгрессивно на более древних породах. Внутри толщи можно также предполагать наличие перерыва, налегания более мощных слоев известняка на размытую поверхность ранее отложившихся слоев, на основании находок внутриформационной гальки. Фауной светлые известняки чрезвычайно бедны; при самых тщательных поисках в них найдены лишь неопределимые до вида остатки *Spirifer*, *Orthoceras* и климений.

На поверхности светлых известняков с сильным размывом, постепенно переходя на все более древние толщи, залегает комплекс сланцев, песчаников, туфогенных и кремнистых образований. В основании этого комплекса прослеживается очень характерный горизонт железо-марганцевого оруденения и окремнения. Горизонт представлен обычно мелким щебнем, желваками, неправильной формы стяжениями черного с синим отливом и охристо-бурого цвета. Они заключают железо в виде бурого железняка и марганец в виде псиломелана. Им сопутствуют кремневые стяжения, состоящие из халцедона, также с примесью большего или меньшего количества лимонита.

Там, где не удастся проследить этот горизонт, наблюдается значительное обогащение гидроокислами железа подстилающих светлых известняков.

Характер пород этой толщи наиболее полно иллюстрирует разрез на северо-западном склоне сопки Иштага (северо-западный склон гор Ортау) снизу вверх:

- D₃² 1) Известняк светлосерый с розоватым оттенком, местами сильно окремнелый.
- C₁¹ 2) Темносерые, почти черные, очень крепкие кремнистые туффиты.
- C₁¹ 3) Светлосерые тонкополосчатые, очень крепкие туффиты.
- C₁¹ 4) Тонкослоистые желтовато-серые кремнистые сланцы.
- C₁¹ 5) Белые тонкослоистые, местами пористые туффиты.
- C₁¹ 6) Светлосерые с голубоватым оттенком кремнистые, тонкослоистые, полосатые сланцы.
- C₁¹ 7) Белые, с серыми точечными крапинками, очень легкие мягкие туффиты.
- C₁¹ 8) Красновато-серые кремнистые туффиты.
- C₁¹ 9) Белые и сероватые мелкозернистые туффиты с характерным неровным изломом.

Общая мощность около 200 м.

В приведенном разрезе преобладают кремнистые сланцы и туффиты. Тонкая полосчатость, сланцеватость, светлые — серые, кремневые, розовые тона, довольно интенсивное окремнение — вот отличительные черты пород этого комплекса. Характер разреза несколько варьирует как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Так, в 1 км к северо-востоку от сопки Иштага в разрезе наблюдаются маломощные про-

слои туфогенных песчаников, грубозернистых, кавернозных, очень пестрого минерального состава; в верхних горизонтах появляются тонкие прослой известняка. Максимальная мощность толщи — 300 м.

Большую роль играют в этих породах процессы окварцевания. Почти все породы окварцованы в той или иной степени. Кварц пронизывает основную массу, кристаллизуется в прожилках и пустотах, часто происходит полное замещение кремнеземом — и порода представляет собой тонкозернистый агрегат кварца и халцедона.

В сланцах и туффитах часто встречаются пустоты правильной сферической формы (размером 0.2—0.5 мм), заполненные кварцем, халцедоном, реже кальцитом.

4. Талды-эспинский район

На левом берегу р. Талды-эспе, левого притока р. Джеман-сары-су, отложения среднего палеозоя дают разрезы, несколько отличные от вышеописанных.

Самое низкое стратиграфическое положение занимает здесь агломератовая толща. Основания этой толщи мы не знаем, так как она контактирует непосредственно с гранитами Кос-мурунского массива. О характере всего комплекса пород среднего палеозоя дает представление следующий разрез северо-восточного склона хребта Кос-мурун (гряда Кос-мур-адыр) снизу вверх:

- D₁ 1) Лаваагрегат темнофиолетового цвета. В основной массе видны вкрапленники полевых шпатов. Обломки состоят преимущественно из порфиритов, порфиров, туфов. Мощность 80 м.
- D₁ 2) Туф темносерого цвета с фиолетовым оттенком, плотный, среднезернистый. Мощность 20 м.
- D₁ 3) Кварцевый порфир серого цвета, рассланцованный, с большим количеством вкрапленников кварца, достигающих 3 мм в поперечнике. Мощность 50 м.
- D₁ 4) Темнозеленый очень плотный кварцевый порфир с крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата. Мощность 50 м.
- D₁ 5) Серый с фиолетовым оттенком плотный лаваагломерат. Обломки преимущественно порфиритового и альбитофирового состава. Лаваагломерату подчинены прослой (10—15 м) серых плотных мелкозернистых туфопесчаников. Мощность 100 м.
- перерыв (задерновано)
- D₂ — D₃¹ 6) Конгломерат, состоящий из крупной гальки и валунов порфиритов, порфиров, туфопесчаников и яшмовидных пород. Мощность 50 м.
- D₂ — D₃¹ 7) Чередование лаваагломератов, туфов и конгломератов фиолетовых и зеленовато-серых тонов. Мощность 100 м.
- D₂ — D₃¹ 8) Порфир серый с зеленоватым оттенком, во вкрапленниках преобладает кварц. Мощность 50 м.
- D₂ — D₃¹ 9) Мелкозернистый плотный окварцованный песчаник. Мощность 30 м.
- D₂ — D₃¹ 10) Прослой и линзы темносерых среднезернистых известняков, содержащих примесь терригенного материала. Мощность 5—10 м.
- D₂ — D₃¹ 11) Темнозеленый альбитофир с вкрапленниками альбита, часто миндалевидной формы. Мощность 10 м.

- $D_2 - D_3^1$ 12) Песчаники зеленоватых тонов, плотные, кварцитовидные, плитчатые. Мощность 50 м.
- $D_2 - D_3^1$ 13) Туффиты светлозеленого цвета. Мощность 40 м.
- $D_2 - D_3^1$ 14) Переслаивание туфосланцев и туффитов зеленовато-серых тонов. Мощность 100 м.
- $D_2 - D_3^1$ 15) Кварцевые порфиры и их туфы светлозеленых, желтоватых и розоватых тонов. Мощность 100 м.
- D_3^1 16) Конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек и валунов эффузивных пород, преимущественно порфиров. Песчаники грубозернистые от фиолетовых до зеленовато-серых тонов.

Видимая мощность около 100 м.

Нижнюю часть разреза составляет толща агломератов и подчиненных им кварцевых порфиров, весьма сходная с агломератовой толщей северо-восточного склона гор Ортау.¹ Верхняя часть разреза характеризуется большой пестротой и изменчивостью состава. Как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении соотношение эффузивных и пирокластических пород между собой часто меняется (см. табл. 1).

На продолжении приведенного выше разреза в 5 км к югу, на левобережье р. Талды-эспе, верхняя пачка песчаников и конгломератов перекрывается горизонтом темносерых слоистых известняков со значительной примесью кластического материала, содержащих фауну довольно плохой сохранности (*Spirifer calcaratus* Sow., *Productus praelongus* Sow. и др.).

В обнажении, расположенном несколько южнее (в 1.5—2 км) от описанного нами, по данным Смирновой, моногенный конгломерат с гальками и валунами порфиров мощностью около 40—50 м покрывается лиловато-сиреневыми эффузивами, на которых в свою очередь залегают известняки серые, массивные, местами слоистые, сильно метаморфизованные, пронизанные в различных направлениях многочисленными прожилками кальцита, в основании сильно песчанистые. Местами по контакту с эффузивами наблюдается прослойка карбонатного песчаника и конгломерато-песчаника мощностью до 1 м. В известняках найдена верхнедевонская фауна брахиопод и кораллов, имеющая, по определению А. И. Симорина, следующий видовой состав: *Spirifer calcaratus* Sow., *Sp. archiaci* Murch., *Sp. semisbugensis* Nal., *Athyris angelica* Hall., *Liorhynchus planoovalis* Nal., *Lioclema* sp., *Syringopora* sp., *Rugosa* и др.

В приведенном выше разрезе через центральную часть гряды Конур-адыр преобладающую роль играют пирокластические и осадочные породы (туфы, туффиты, туфопесчаники, конгломераты, известняки), эффузивные породы имеют подчиненное значение. Этот разрез претерпевает большие изменения в горизонтальном направлении. Двигаясь на северо-запад и на юго-запад, мы можем наблюдать увеличение количества и мощности прослоев эффузивных пород, которые наконец полностью вытесняют из разрезов пирокластические и осадочные породы (см. табл. 1). Общая мощность всего эффузивно-осадочного комплекса в районе р. Талды-эспе около 1000 м.

Неясным является стратиграфическое положение толщи немых метаморфических известняков, располагающихся восточнее описанного ком-

¹ Тастауская свита, выделявшаяся Н. А. Штрейсом и С. Е. Колотухиной в 1937 г. (см. Штрейс и Колотухина, 1948).

плекса и отделенных от него тектоническим нарушением меридионального простирания.

Мощность толщи известняков колеблется от 200 до 300 м.

На северо-восточном склоне хребта Кос-мурун в верховьях оврага Джеман, совершенно изолированно, вне связи с другими отложениями карбона района Сары-су — Моинтинского водораздела залегает толща сланцев и песчаников с растительными остатками. Она отделяется тектоническим контактом от эффузивных толщ девона. Толща представлена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, кремнистыми и известковистыми песчаниками, алевролитами с мощной пачкой конгломератов в верхней части разреза.

Разрез представляется в следующем виде:

- C_1^2 (?) 1) Переслаивание сланцев, алевролитов и песчаников. Мощность 150—200 м.
2) Конгломерат, состоящий из гальки разнообразных пород: тех же песчаников, сланцев, алевролитов, кварцитов, кремней и др. Мощность 60—80 м.
3) Переслаивание песчаников и сланцев. Мощность 30—50 м.

В песчано-глинистых сланцах Н. С. Шатским в 1937 г. были найдены растительные остатки — *Knorria* (*Lepidodendron*).

5. Беркутинский район

Район охватывает собственно Беркутинский перевал, окрестности ж.-д. станции Босага и горы Аиртау. Самыми древними породами, выходящими здесь на земную поверхность, являются метаморфизованные сланцы, кварциты и мраморы Беркутинского перевала.

В 1.0 км к юго-востоку от южного конца Беркутинской выемки в контакте с гранитами мы наблюдаем нижеследующий разрез этих пород снизу вверх:

- D_1^1 1) Сланцы темнозеленого цвета, тонколистоватые, с шелковистым блеском, глинисто-кремнистые и хлоритизированные. Мощность 200 м.
 D_1^1 2) Сильно окремненные сланцы, превращенные местами в сливные кварциты; о первичном составе можно судить по реликтовой структуре. Мощность 100 м.
 D_1^1 3) Сильно окремненные известняки, превращенные в сливные кварцитовидные породы светлосерого и розоватого цвета. Мощность 50 м.
 D_1^1 4) Зеленовато-серые и зеленовато-бурые плитчатые окремненные песчаники. Мощность 20 м.
 D_1^1 5) Окремненные известняки. Мощность 10 м.
 $D_2^{1(?)}$ 6) Мраморизованные мелкозернистые известняки темносерого цвета с прослоями более светлых тонов. Мощность 100 м.
 $D_1^{2(?)}$ 7) Сланцы темнозеленовато-серого цвета, сильно окремненные, первично, вероятно, известковистые. Мощность 50 м.

Выше залегает толща рассланцованных кварцевых порфиров. В слое 6 в линзе неизмененных известняков, среди мраморов, нами была найдена фауна брахиопод нижнедевонского типа хорошей сохранности, содер-

жащая, по определению Н. Л. Бубличенко, следующие виды: *Dalmanella triangularis* Zeiler, *Leptaena bouei* Barr., *Leptostrophia* cf. *beckii* Hall., *Leptostrophia* cf. *rotunda* nov. sp., *L. ex gr. explanata* Schloth., *Strophonella* sp., *Stropheodonta* aff. *piligera* Sandb., *Spirifer* ex gr. *hystericus* Schloth.

В приведенном разрезе породы чрезвычайно сильно метаморфизованы. Менее метаморфизованные породы выходят в 4 км севернее описанного разреза, в 2 км на северо-восток от северного конца Беркутинской выемки. Здесь в контакте с диоритами выходят (снизу вверх):

- D₂ 1) Сланцы зеленого цвета, тонкоплитчатые, алевритовые. Мощность 100 м.
- D₂ 2) Сланцы серого цвета, тонколистоватые, с неясными отпечатками фауны. Мощность 80 м.
- D₂ 3) Сланцы глинистые, темносерого цвета, тонколистоватые. Мощность 50 м.
- D₂ 4) Сланцы темнозеленого цвета, глинисто-кремнистые, тонколистоватые. Мощность 100 м.
- D₂ 5) Песчаники туфогенные фисташково-зеленого цвета, плитчатые. Мощность 30 м.
- D₂ 6) Песчаники серого цвета, тонкозернистые, массивные, сливные; кварцитовидные. Мощность 40 м.
- D₁ 7) Песчаники зеленовато-серого цвета, среднезернистые, ороговикованные участками. Мощность 20 м.
- D₁ 8) Песчаники тонкозернистые, полосатые, ороговикованные. Мощность 30 м.
- D₁ 9) Песчаники голубовато-серого цвета, тонкозернистые, плитчатые, известковистые, с прослоями мергелей и известковистых сланцев. Мощность 100 м.
- D₁ 10) Известняки или мергели темносерого цвета плитчатые с фауной: *Dalmanella* cf. *triangularis* Zeiler, *Stropheodonta* cf. *virgata* Драев., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Atrypa reticularis* Linne, обломками трилобитов *Phacops* sp. и др. Мощность 60 м.

Во втором из приведенных выше разрезов (северном), а также в ряде точек на северо-западном склоне гор Аксоран-акджальских в 1937 г. были произведены сборы фауны В. М. Поповым. В мергелях или мергелистых известняках им были найдены кораллы: *Streptelasma* cf. *prolifica* Bill., *Favosites alpina* R. Högn., *F. tryrioca* R. Högn.

В основании толщи зеленых песчано-мергелистых сланцев и песчаников с тонкими прослоями мергелистых известняков, в рифовых известняках собрана фауна кораллов и брахиопод. Кораллы определялись Е. Д. Сошкиной, которая дает следующие списки форм: *Streptelasma* cf. *prolifica* Bill., *Syringopora perelegans* Bill., *Pseudozonophyllum halli* Wd k d., *Heterophrentis necadensis* Stumm., *Favosites forbesi* var. *eipelensis* Rh., *Striatopora angulosa* Gürm., *Pholidophyllum* sp., датирующих нижний и средний девон. Брахиоподы очень плохой сохранности, — *Anaplia* (?) sp., *Dalinoncella* sp., *Atrypa* cf. *reticularis* Linne, *Stropheodonta* cf. *patersoni* Hall.¹

В статье Н. Ф. Балуховского (1937) приводится из того же (второго) разреза нижеследующий список форм: *Favosites hisingeri* M. Edw., *Leptaena analoga* Wilck., *Atrypa* aff. *reticularis* Linne, *Cyato-*

¹ Все брахиоподы определялись Н. Л. Бубличенко.

phyllum sp. и *Dalmanites caudatus* Em m r., на основании которого делается вывод о верхнесилурийском возрасте известняков.

В 1.5 км на юго-восток от Беркутинской выемки обнажается нижеледующая последовательность слоев (снизу вверх):

На зеленых хлоритово-кремнистых сланцах залегают:

D₁ 1) Кварцевые порфиры зеленого цвета, рассланцованные, хлоритизированные, с многочисленными крупными вкрапленниками кварца разнообразной формы, содержат прослои сланцев, аналогичных нижележащим.

D₁ 2) Кварцевые порфиры зеленовато-серого цвета, интенсивно рассланцованные, со включением вытянутых по сланцеватости вкрапленников кварца и полевого шпата.

D₁ 3) Порфиры буровато-серого цвета, светлые, рассланцованные, с развальцованными вкрапленниками кварца и полевого шпата. Общая мощность около 400 м.

D₂ — D₃¹. Выше лежат пестроцветные туфогенно-осадочные породы.

Преобладающая окраска рассланцованных порфиров — серая и зеленоватая.

Эти породы отличаются крупной величиной и большим количеством вкрапленников, составляющих иногда до 50 % объема породы. Во вкрапленниках преобладает кварц, на втором месте щелочной плагиоклаз (альбит) и пертитовый каликатровый полевой шпат. Величина вкрапленников от 2—3 мм до 5—8 мм, особенно крупной величины достигают кристаллы кварца. Интересно отметить, как характерные явления, дробления порфировых выделений и интенсивную серицитизацию основной массы. В наиболее катаклазированных разностях вкрапленники кварца превращены в агрегат мелких зерен, образующий линзовидные тела, вытянутые по сланцеватости.

Мощность толщи рассланцованных кварцевых порфиров в районе Беркутинского перевала достигает около 500 м.

Выше трансгрессивно и с угловым несогласием залегает толща туфогенно-осадочных пород («пестроцветная толща Беркутинского перевала», как мы будем ее называть ниже). В рассланцованных порфирах углы падения достигают 70—80°, а в песчаниках пестроцветной толщи 35—40°. Более низкие горизонты этой толщи дает разрез Беркутинской ж.-д. выемки. Здесь, перекрывая толщу рассланцованных кварцевых порфиров, непосредственно на песчано-сланцевой толще с фауной нижнего—среднего (?) девона залегает нижеледующая серия слоев, снизу вверх:

D₂ — D₃¹ 1) Туфопесчаники зеленовато-серого цвета, среднезернистые, кварцево-полевошпатовые с известково-кремнистым цементом, с прослоями более крупнозернистых гравийных песчаников и конгломерата, состоящего из разнообразной гальки, преимущественно эффузивных пород. Мощность 50 м

D₂ — D₃¹ 2) Туфопесчаники фиолетово-серого цвета, мелкозернистые и среднезернистые, с частыми прослоями и линзами гравийного песчаника и конгломерата. Мощность 60 м.

D₂ — D₃¹ 3) Сланцы красновато-фиолетового цвета, тонколистоватые, переслаивающиеся со сланцами зеленоватого цвета. Мощность 15 м.

D₂ — D₃¹ 4) Туфопесчаники, аналогичные описанным выше, переслаиваются с маломощными прослоями (1.5—2.0 м) эффузив-

ных пород. Последние представляют желтоватые и розоватые фельзиты и кварцевые порфиры. Мощность 50 м.

$D_2 - D_3^1$ 5) Розовато-серые фельзиты. Мощность 15 м.

$D_2 - D_3^1$ 6) Светлосерые и фиолетовые грубозернистые туфопесчаники с более мощными (1—5 м) прослоями конгломератов. Мощность 60 м.

$D_2 - D_3^1$ 7) Туфопесчаники, аналогичные описанным, светлосерые и желтовато-серые, грубозернистые, со включениями галек эффузивных пород. Мощность 80 м.

$D_2 - D_3^1$ 8) Туфопесчаники желтовато-серого цвета, тонкозернистые, плитчатые. Мощность 30 м.

$D_2 - D_3^1$ 9) Сланцы — красновато-фиолетовые глинистые и желтовато-серые песчанистые. Мощность 20 м.

$D_2 - D_3^1$ 10) Фельзиты светлосерого; почти белого цвета. Мощность 5 м.

$D_2 - D_3^1$ 11) Туфопесчаники зеленовато-серого цвета, среднезернистые, плитчатые. Мощность 50 м.

Описанный выше разрез является наиболее типичным для пестроцветной толщи, отложения которой достигают весьма значительной мощности (около 2000 м) и покрывают большую площадь к юго-западу, к северо-западу и к северо-востоку от ж.-д. станции Босага.

Несколько отличный разрез мы имеем на южном склоне хребта Айртау (снизу вверх):

$D_2 - D_3^1$ 1) Туфопесчаники зеленовато-серого цвета, среднезернистые плотные, местами ороговикованные (близ контакта с гранитом Айртау). Содержат прослой более грубого материала. Мощность около 200 м.

$D_2 - D_3^1$ 2) Порфириды темносерого, почти черного цвета, афанитовой структуры. Мощность 100 м.

$D_2 - D_3^1$ 3) Известняки темносерые со светлыми полосами, сильно окремненные. Мощность 20 м.

$D_2 - D_3^1$ 4) Порфириды темносерого, почти серого цвета. Мощность 10 м.

$D_2 - D_3^1$ 5) Известняки голубовато-серого цвета, плотные, окремненные, содержат обильную фауну брахиопод довольно плохой сохранности: *Spirifer sulcifer* H a l l., *Productus praelongus* S o w. Мощность 50 м.

$D_2 - D_3^1$ 6) Туфопесчаники зеленовато-серого цвета мелкозернистые, плотные, плитчатые, известковистые. Мощность 70 м.

$D_2 - D_3^1$ 7) Известняки темносерые полосчатые, сильно окремненные. Мощность 20 м.

$D_2 - D_3^1$ 8) Выше идет мощная толща песчаников, аналогичных песчаникам Беркутинского перевала.

Такой же разрез можно наблюдать на северном склоне гор Айртау. Здесь пестроцветная толща венчается известняками сопки Жинды, в которых еще И. С. Яговкин (1932) находил фауну верхнего девона и нижнего карбона (*Productus praelongus* S o w., *Pr. semireticulatus* var. *antiquissimus* L i s t., *Spirifer* cf. *mortonatus* H a l l. и др.).

Сравнивая приведенные выше разрезы, мы наблюдаем большое сходство верхней части разреза Айртау с разрезом Беркутинского перевала.

В верхней части толщи преобладают осадочные, преимущественно обломочные породы. Что касается нижней части разреза, она отличается большой пестротой литологического состава и окраски и быстрой фациальной изменчивостью. Так, на северо-восток от ст. Босага в разрезе пестроцветной толщи увеличиваются количество и мощность прослоев сланцев и алевролитов; в горах Кара-чоку, к западу от ст. Босага, в низах толщи появляются мощные прослои эффузивных пород, которые вытесняют из разреза пирокластические породы.

Верхняя часть пестроцветной толщи представлена в главной массе зеленовато-серыми и фиолетово-серыми полимиктовыми песчаниками, аркозовыми песчаниками и туфогенными песчаниками, различной крупности зерна от мелкозернистых до гравийных песчаников с прослоями (мощностью от нескольких сантиметров до 5—10 м) конгломерата, состоящего из крупной гальки, достигающей иногда размеров небольших валунов и состоящей из перемытого материала как подстилающих, так и окружающих пород. В составе гальки преобладают альбитофиры, кварцевые порфиры, реже порфириты, подчиненное значение в гальке имеют песчаники, кварциты, сланцы и интрузивные породы (розовые лейкократовые граниты). Галька рассеяна во всей толще, но в верхней части она локализуется в скоплениях и прослоях. Наряду с прослоями с хорошо окатанным материалом мы встречаем прослой песчаников с плохо окатанными и несортированными зернами. Но в тех и других случаях в их образовании несомненно участие водной обработки.

Если проследить толщу песчаников Беркутинского перевала с востока на запад и с севера на юг, то мы наблюдаем уменьшение туфогенного материала и увеличение роли сортировки.

В туфогенных песчаниках нижней части пестроцветной толщи Беркутинского района около 20 км к востоку от свинцового рудника Ак-соран I в 1936 г. была собрана фауна брахиопод, которая, по определению А. М. Симорина, содержит следующие виды: *Dalmanites* sp., *Spirifer* aff. *novoscoticus* Hall., *Sp. cabedanus* Vern. et Arch., *Pleurodyction* sp., *Stropheodonta* sp. и др. Весь комплекс фауны характерен, по мнению Симорина, для самых верхов нижнего девона или низов среднего девона (?).

На пестроцветных песчаниках Беркутинского перевала залегает толща немых светлосерых известняков мощностью около 200 м. Эти известняки развиты к югу и к востоку от ст. Босага. По своему положению в разрезе и в тектонической структуре эта толща известняков вполне отвечает известнякам сопки Жинды.

6. Киикский район

Район расположен между рч. Ащи-су, при впадении ее в р. Моинты на западе, и верховьями рч. Чумек—левого притока р. Моинты на востоке. В центре района находится станция Киик железной дороги Караганда—Балхаш.

Среди широко развитых здесь интрузивных пород осадочные и эффузивные породы (породы кровли) составляют едва 30% по занимаемой площади. Почти все породы подверглись в той или иной степени воздействию залегающих всюду недалеко от поверхности гранитных масс.

Самыми древними в районе являются породы, выходящие на юго-западном склоне гор Аксоран-Акджальских в контакте с моинтинским гранитным массивом. Этот комплекс представлен темнозелеными и серовато-зелеными хлоритовыми шелковистыми сланцами с прослоями

песчаников того же цвета, мелкозернистых, сильноизмененных; кварцитами, совершенно сливными массивными породами зеленовато-серого цвета с прослоями известняков, превращенных в мраморы. Видимая мощность толщи 600—800 м. Возраст этих пород нам неясен. Нижняя граница неизвестна, так как они залегают в непосредственном контакте с гранитами, верхняя граница определяется трансгрессивным налеганием на них, предположительно, нижнекаменноугольных отложений. Что касается разреза этих последних толщ, то он представлен в районе более полно.

Характер разреза меняется, если проследживать толщ и по простиранию и вкрест простирания пород.

Двигаясь от ст. Киик на юго-восток по направлению к сопкам Кос-келенчек (примерно вкрест простирания пород), мы наблюдали:

1) Толщу немых сильно мраморизованных и дислоцированных темно-серых известняков у основания гряды сопок Кос-келенчек. Мощность около 1000 м.

2) Выше по склону выходит удивительно своеобразный конгломерат, состоящий из гальки известняка с известковым же цементом. Галька известняка очень сильно сдавлена и лепешкообразно вытянута по простиранию, размеры обломков достигают от 10—15 см до 0.5—0.75 м. Мощность пачки известняковых конгломератов 100—150 м.

3) Вершины сопок Кос-келенчек сложены кремнистыми кварцитовидными породами. При общем падении слоев на юго-восток обнажается ниже приводимое чередование слоев:

С₁ а) Конгломерат, состоящий из очень крупной, до 0.5 м гальки сливного кварцита, цемент кремнистый. Мощность 100—150 м. Местами можно заметить как бы переход по простиранию кремнистого конгломерата в конгломерат известковистый (?) (на северо-западном склоне сопок Кос-келенчек).

б) Кремнистые массивные породы типа сливных кварцитов светлосерого цвета. Мощность 150—200 м.

в) Среди серых кварцитов выделяются ожелезненные разности ржаво-бурого цвета.

г) Яшмовидные кремнистые сланцы кирпично-красного цвета. Мощность около 50 м.

д) Кремнистые сланцы зеленого цвета. Мощность около 100 м.

е) Кремнистые брекчии, состоящие из обломков кремния в кварцитовом цементе. Мощность около 100 м.

Суммарная мощность пачки кремнистых пород 500—600 м.

4) На юго-юго-восточном склоне сопок Кос-келенчек на кварцитовый комплекс налегает несогласно эффузивная толща, представленная следующей серией пород:

С₁² (?) а) Альбитофиры и кварцевые альбитофиры вишнево-красных и фиолетовых тонов.

б) Темнофиолетовые с темнобурыми железистыми выцветами афанитовые порфиры.

в) Фисташково-зеленые порфиры с крупными выделениями плагиоклаза.

г) Лаваогломераты зеленоватых тонов (цемент) с захваченными обломками лав красновато-фиолетового цвета.

д) Кварцевые порфиры темнофиолетово-серого цвета с зелеными полосами, с резко выраженной флюидалной структурой.

Видимая мощность толщи эффузивных пород, насколько удалось проследить, около 300 м.

В 1.5—2 км к востоку от сопок Кос-келенчек мы наблюдали иной тип разрезов.

В верховьях источника Эгин-булак записан следующий разрез снизу вверх:

- $D_2 - D_3^1$ (?) 1) Кварцевые порфиры розово-бурого цвета с мелкими частыми вкрапленниками кварца и полевого шпата белого и розового цвета. Мощность 40 м.
- $D_2 - D_3^1$ (?) 2) Альбитофиры фиолетово-серых тонов афанитовые и с редкими точечными вкрапленниками полевого шпата. Мощность 30 м.
- $D_2 - D_3^1$ (?) 3) Альбитофиры вишнево-красного цвета с частыми мелкими вкрапленниками полевого шпата и кварца. Мощность 30 м.
- $D_2 - D_3^1$ (?) 4) Конгломераты с галькой кварцевых порфиров и альбитофиров. Мощность 20 м.
- $D_2 - D_3^1$ (?) 5) Всевозможные песчаники зеленых, серых и фиолетовых тонов, крупно-, мелко- и среднезернистые, иногда конгломератовидные, с прослоями конгломератов. Мощность 60 м.
- $D_2 - D_3^1$ (?) 6) Маломощные прослои альбитофиров и кварцевых порфиров. Мощность 10—15 м.
- $D_2 - D_3^1$ (?) 7) Маломощные прослои известняков, светлосерых, плитчатых, с неясными органическими остатками. Мощность 5—10 м.
- $D_2 - D_3^1$ (?) 8) Сланцы глинистые и кремнистые зеленых, вишневых и красных тонов. Мощность 20 м.
- $D_2 - D_3^1$ (?) 9) Песчаники, аналогичные описанным в горизонте 5. Мощность 15 м.
- $D_3^2 - C_1^1$ (?) 10) Известняки темносерого цвета зернистые, массивные, толстоплитчатые, содержат обильную фауну брахиопод: *Spirifer dada* N a l., *Sp. (Cyrtospirifer) semisbugensis* var. *spheroidea* N a l., *Chonetes armata* v. B u c h. и фораминиферы *Endothyra communis* nov. sp., *Endothyra* aff. *kobeitusana* nov. sp., *Endothyra primaeva* nov. sp. Эта фауна, по определению Раузер-Черноусовой, характерна для слоев Etroeungt. Мощность известняков 200 м.

Выше согласно залегают:

- C_1^1 11) Конгломераты с преобладанием гальки серого мраморизованного известняка. Галька совершенно плоская, сильно сдавленная и удлинённая, достигает размеров до 0.5 м в поперечнике. Встречается галька кварцитов или окварцованных пород. Цемент конгломерата или известковистый или обломочный. Мощность 100 м.
- C_1^1 12) Конгломераты содержат прослои (до 5—10 м) вишнево-красных тонколистоватых глинистых сланцев.
- C_1^1 13) Песчаники розовато-серого цвета, среднезернистые, с известковистым цементом, содержат прослои лав. Мощность 50 м. Здесь мы имеем:

- а) фиолетово- и вишнево-красные альбитофиры;
 - б) агломераты, состоящие из обломков разнообразных лав;
 - в) порфириды темные и зеленовато-серого цвета, с редкими мелкими лейстами плагиоклаза;
- C_1^1 14) Известняки серого цвета зернистые. Мощность 50 м.
На описанных выше породах несогласно залегают:
- C_1 15) Кварцевые порфиры темносерого и сиренево-серого цвета с мелкими частыми вкрапленниками кварца и розового полевого шпата.
- C_1 16) Аналогичные порфиры всех оттенков вишнево-красного и фиолетового цветов.
- C_1 17) Кварцевые порфиры буровато-красного цвета, с мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата и с обильными выделениями эпидота травянисто-зеленого цвета.
- C_1 18) Лаваггломераты или агломеративные порфиры розовато-бурых и сиреневых тонов заключают обломки тех же самых лав.

Двигаясь еще далее на восток, мы можем наблюдать новые изменения в разрезе.

В 12 км к востоку от сопок Кос-келенчек описан следующий разрез в верховьях рч. Чумек (снизу вверх):

- $D_3^1 - D_3^2$ 1) Фиолетово-серые плотные, слоистые плитчатые порфириды. Мощность 50 м.
- $D_3^1 - D_3^2$ 2) Светлозеленые порфиры с крупными (2—3 мм) вкрапленниками полевого шпата розового цвета и мелкими точечными вкрапленниками кварца. Мощность 10 м.
- $D_3^1 - D_3^2$ 3) Конгломерат из гальки эффузивных пород. Мощность 15 м.
- $D_3^1 - D_3^2$ 4) Светлые серовато-зеленоватые плитчатые порфириды. Мощность 20 м.
- $D_3^2 - C_1^1$ 5) Темносерые массивные известняки, местами мраморизованные, пронизаны прожилками кальцита. В верхней части толщи известняки сильно рассланцованы и переходят в брекчиевидные и конгломератовидные известняки. Содержат фораминиферы низов турне. Мощность 300 м.
- $D_3^2 - C_1^1$ 6) Известняковые конгломераты; представляющие окатанные обломки известняка разнообразной величины и формы, совершенно сплюснутые по сланцеватости. Цемент известковый и обломочный. Мощность 100 м.

На известняки трансгрессивно налегает комплекс кремнистых и туфогенных пород:

- C_1^1 7) Окварцованные породы (кварциты) светлосерого и розового цвета, местами сильно ожелезненные. Мощность не менее 200 м.
- C_1^1 8) Кремнистые туффиты желтовато-серого цвета, очень плотные, плитчатые. Мощность 20 м.
- C_1^1 9) Туффиты буроватого цвета, пятнистые с охристыми и черными крапинками. Мощность 20 м.
- C_1^1 10) Туфы светлые кремневые с желтыми железистыми пятнами. Мощность 10 м.

- С₁ 11) Туфопесчаники среднезернистые, желтовато-бурого цвета, довольно рыхлые, слоистые. Мощность 20 м.
- С₁ 12) Туфопесчаники зеленовато-серого цвета. Мощность 10 м.
- С₁ 13) Туфопесчаники серовато-бурого цвета, среднезернистые, слоистые, плотные, плитчатые. Цемент туфогенно-известково-железистый. Мощность 30 м.
- С₁ 14) Полосатые кремнистые туффиты серых, светлосерых и розовых тонов. Мощность 25 м.

Среди всего этого разнообразия типов пород ясно выделяется маркирующий горизонт в виде толщи известковых конгломератов, которая прекрасно выдерживается по простиранию. Мощность горизонта 100—150 м, местами достигает 200 м. Эти моногенные конгломераты, со своеобразной лепешкообразно вытянутой по простиранию галькой, имеют вполне определенное стратиграфическое положение. В западных разрезах они лежат на известняках, содержащих вверху фауну слоев Etroeungt, в восточных разрезах (верховья рч. Чумек) частью замещают известняки с фауной турнейского яруса.

Толща известняков в районе сопки Кос-келенчек и еще западнее у ст. Киик, с учетом вторичной складчатости очень сильно дислоцированная, имеет мощность свыше 1000 м. Но уже на близком расстоянии, по мере движения на восток, мощность известняков сильно падает. В верховьях источника Эгин-булак мощность известняков едва достигает 100 м. Здесь их подстилает толща, представленная переслаиванием эффузивных покровов и туфогенно-осадочных пород. Эффузивные образования характеризуются частой сменой лав основного и кислого состава, сопутствующие им пирокласты отличаются большой пестротой литологического состава (туфы, туффиты, туфосланцы, агломераты, туфопесчаники). Осадочных пород в чистом виде мы здесь не наблюдаем, почти все породы, даже известняки, содержат в большем или меньшем количестве примесь туфогенного материала. В состав кластических пород входят обломки лав кислых и основных, туфов, обломки различных минералов, среди которых преобладают полевые шпаты (плагиоклаз и калиевый полевой шпат) и кварц. Меньшее значение имеют слюда, хлорит, эпидот, циркон, магнетит и люмонит. Обломочный материал сортирован и окатан в различной степени. Среди толщи, содержащей хорошо сортированный материал, встречаются прослой с грубыми, совершенно не сортированными, беспорядочно нагроможденными обломками. Известная сортировка материала и присутствие в прослоях и линзах известняка указывают на водную среду, в которой, по видимому, происходили излияния лав и накопления терригенного материала. Описанная нами толща имеет сходство с пестроцветной толщей Беркутинского перевала.

В западных разрезах (у ж.-д. ст. Киик) пестрый туфогенный комплекс выпадает, а мощность известняков резко увеличивается. Приходится допускать замещение в горизонтальном направлении известняков породами обломочными. Промежуточным звеном являются известняковые конгломераты. Двигаясь по простиранию этого горизонта с востока на запад, можно заметить, как размер обломков увеличивается, форма их становится более неопределенной и расплывчатой, известняковые конгломераты переходят постоянно в конгломератовидные известняки.

Толща, залегающая непосредственно выше известняковых конгломератов, также отличается пестротой литологического состава. Переслаивание маломощных (10—50 м) покровов лав и пирокластических

образований — агломератов, туфов, туффитов, туфо-песчаников, прослой и линзы известняка — все это придает толще большое сходство с нижней пестроцветной толщей. Существенным отличием является большое развитие всевозможных кремнистых образований в верхней толще. Кремнистые сланцы, кремнистые туффиты, кварцитовидные массивные породы (слагающие, например, горы Кос-келенчек) достигают значительной мощности (до 600—800 м). Процессы окварцевания в этих породах играют весьма важную роль. Кварц как бы пропитывает основную массу, кристаллизуется в прожилках и пустотах; часто происходит полное замещение кварцем (кварцита) и порода представляет под микроскопом мелкозернистый агрегат кварца и халцедона. По нередко встречающимся реликтовым структурам в некоторых местах удалось установить, что окремнению подверглись известняки или туфы. Процесс первичного окремнения затемняет в данном районе наложение процессов вторичного окремнения, связанного с контактовым воздействием громадных гранитных масс, дающих многочисленные апофизы и залегающие всюду под тонкой кровлей осадочных и эффузивных пород.

Довольно нечеткое положение в разрезе занимает эффузивная толща, налегающая несогласно на кремнистые породы на юго-юго-восточном склоне гор Кос-келенчек. Либо это самые молодые породы района, либо они синхроничны какой-то части туфогенно-обломочно-кремнистого комплекса.

Стратиграфические соотношения нижнекаменноугольных отложений Киикского района (разрезы гор Кос-келенчек, верховьев ручья Эгинбулак и Чумек) вообще недостаточно ясны.

Наши работы 1939 г. в более южных районах (северное Прибалхашье) пролили новый свет на стратиграфию вулканогенно-осадочных и кремнистых толщ нижнего карбона. Большой интерес представляет в этом отношении изучение разреза кремнистой толщи сопки Бестау (в 20 км на юго-восток от рудника Кызыл-эспе и в 90 км на северо-запад от Балхаша). В основании разреза залегает мощная толща массивных кварцитовидных пород (кварциты вершин Бестау). При внимательном рассмотрении эта толща далеко не однородна, она содержит разности с реликтовой структурой, указывающие на возможность образования этих пород за счет окварцевания известняков и кварцевых песчаников. В нижних частях толщи прослеживаются прослой конгломератов, состоящих из гальки таких же кварцитовидных пород в кремнистом цементе. Верхнюю часть разреза слагают менее измененные породы (снизу вверх):

- С₁ 1) Очень плотные мелкозернистые кварцевые песчаники желтовато-серого цвета, книзу переходящие в кварциты.
- С₁ 2) Песчаники розовато-серые кварцево-полевошпатовые, грубозернистые.
- С₁ 3) Песчаники тонкозернистые розовато-серого цвета.
- С₁ 4) Кремнистые породы, очень плотные, плитчатые, серого и желтовато-серого цвета, представляют собой окварцованные песчаники или, возможно, окремненные известняки. Мощность 800 м.

В сливных песчаниках и окремненных известняках верхних горизонтов были сделаны большие сборы фауны брахиопод и мшанок. Брахиоподы представлены такими видами, как: *Athyris lamellosa* Le v, *Productus burlingtonensis* Hall., *Pr. deruptus* Rom., *Chonetes kinghrika* Na l., *Orthotetes keokuk* Hall., *Spirifer baiani* Na l., *Sp. hassan* Na l. и др., которые довольно обычны для верхней части турнейского яруса. Так

как фауна верхнего турне найдена в самых верхах разреза, мы считаем, что нижняя часть толщи может относиться к нижнему турне.

Сопоставляя разрез бестауской толщи с разрезом толщи кремнистых пород гор Кос-келенчек (Киикский район), мы находим в них чрезвычайно много общего. Обе эти толщи, вероятно, можно считать аналогами.

О соотношении кремнистых пород с породами вулканогенными позволяет судить ряд изученных нами разрезов. В этом отношении особенно интересен разрез на западном склоне долины р. Токрау в 80 км к северо-востоку от Балхаша (горы Кара-бызау). Горы Кара-бызау сложены эффузивной толщей, представляющей переслаивание кварцевых порфиров, олигоклазофиров, их туфов и брекчий с подчиненными прослоями кварцевых порфиритов. В верхней части толщи, среди порфиров, залегает горизонт окремнелых известняков и туффитов, мощность которого, достигая максимально 200—250 м, местами падает до нуля. Этот горизонт нам удалось проследить на протяжении около 12 км по простиранию. В известняках и туффитах найдена обильная фауна мшанок и отдельные экземпляры брахиопод. Из брахиопод удалось определить: *Chonetes kinghirika* Nal., *Spirifer hassan* Nal., *Productus* ex gr. *semireticulatus* Mart. Мшанки, по определению В. П. Нехорошева, содержат такие формы, как: *Fenestella* ex gr. *polyporata* Phill., *F.* cf. *compressa* Ulrich., *F.* cf. *multispinosa* Ulrich, *F.* cf. *serratula* Ulrich, *F.* ex gr. *triserialis* Ulrich., *F.* ex gr. *triangularis* Nekhor., *Polypora spinodosa* Ulrich., *P.* ex gr. *steriensis* Ulrich, *Ptilopora* sp., *Hemitrypa* cf. *proutana* Ulrich, *Pinnatopora* sp., *Sulcoretopora zigsag* Ulrich, *Nematopora turkestanica* Nikiforova, *Nikiforovella* sp., *Acanthocladia* sp., характерные для верхнего турне.

Оба приведенные выше разреза дают нам представление о характере турнейских отложений Северного Прибалхашья, представленных как бы в двух фациях, резко различающихся друг от друга, — в виде осадочного комплекса гор Бестау и существенно эффузивного комплекса гор Кара-бызау. Представление о характере этих отложений в целом могут дать промежуточные разрезы, как, например, разрезы ур. Ак-мая и Сарголь (см. табл. 2). Здесь верхняя толща полимиктовых и туфогенных песчаников, туфов, туффитов с прослоями лав и углистых сланцев постепенно изменяется по простиранию. По направлению с северо-запада на юго-восток наблюдается общее увеличение мощности прослоев лав и исчезновение нижней пачки осадочных пород, постепенно выклинивающейся, уступая место сплошному развитию эффузивных пород кислого состава: кварцевых порфиров, олигоклазофиров, представляющих, как показало микроскопическое изучение, того же типа породы, как в разрезе Кара-бызау. Состав обломочного материала в туфогенных породах указывает также на их генетическую связь с упомянутыми лавами.

В результате сопоставления приведенных разрезов становится весьма вероятной возможность синхронизации эффузивных толщ с эффузивно-осадочными и кремнистыми толщами.

IV. ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ОТДЕЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Как уже вскользь отмечалось выше, обоснование возраста многочисленных свит девона и нижнего карбона в исследованном районе встречает существенные затруднения. Редкие палеонтологические находки в них толщах большой мощности недостаточны для точной датировки.

Выделению маркирующих горизонтов сильно препятствуют пестрота литологического состава и большая фациальная изменчивость свит. Единственным возможным методом в таком случае являются сопоставление разрезов, содержащих опорные фаунистически охарактеризованные горизонты, и прослеживание фациальных изменений по простираанию свит. В ряде случаев фациальный анализ позволяет нам установить синхронность тех или иных отложений, что сразу дает ключ к дальнейшему обоснованию их возраста.

Отложения девона повсеместно начинаются комплексом преимущественно обломочных пород. Залегает этот комплекс непосредственно выше толщи, относимой к готландию на основании фаунистических находок в районе Ортау — Кос-мурун, а в других местах — по положению в разрезе и по сходству литологического состава. Литологический состав верхней части песчано-конгломератово-сланцевой толщи готландия, представленной преимущественно сланцами, не отличается вовсе от состава выше лежащей толщи, которая состоит из повторяющегося переслаивания сланцев и песчаников. Этот комплекс пород представлен наиболее полно и обладает максимальной мощностью в районе р. Кайракты, почему мы и называем его кайрактинским комплексом или кайрактинской свитой. На р. Кайракты, у Успенского рудника, на правом берегу р. Кара-эспе, на северо-западном склоне гор Аксоран-Акджальских (близ Беркутинского перевала), всюду в этих районах мы встречаем весьма однообразную мощную толщу зеленых глинистых, кремнистых, хлоритово-серицитовых, хлоритово-глинистых, кварцитовых сланцев, окварцованных измененных аркозовых песчаников и кварцитов с подчиненными прослоями известняков.

Во всех упомянутых районах, за исключением района Беркутинского перевала, кайрактинская свита лишена каких-либо органических остатков. Но в районе Беркутинского перевала в верхней части разреза собрана довольно многочисленная фауна брахиопод и кораллов, проливающая некоторый свет на возраст этой толщи.

Весь комплекс фауны брахиопод, по мнению Н. Л. Бубличенко, производившего определения, типичен для кобленцкого яруса нижнего девона. Правда, здесь имеются и такие формы, как *Dalmanella triangularis* Zeiler, которые вообще характерны для переходных ниже-средне-девонских слоев.

Кораллы указывают на среднедевонский и отчасти на нижнедевонский возраст свиты. Первые 4 вида встречаются в нижнем девоне Северной Америки, последние виды характерны для основания среднего девона Северной Америки и для кальцеоловых слоев (D_2) Польши.

Находки фауны нижнего и среднего девона в Центральном Казахстане вообще редкость. Наиболее полные сборы были произведены впервые в 1936—1938 гг. работниками Казахского филиала Академии Наук в районе северо-восточного Прибалхашья (Вахрамеев, 1941; Сергиевский и Рузаков, 1941).

Если мы обратимся к фаунистической характеристике девонских свит, выделяемых в северо-восточном Прибалхашье В. М. Сергиевским, (1941), то найдем в списках те же самые виды, что и в разрезах Беркутинского района. По мнению Н. Л. Бубличенко, большинство форм, определенных им из наших разрезов, известно в нижнедевонских свитах северо-восточного Прибалхашья, но, как утверждают упомянутые исследователи северо-восточного Прибалхашья, различные группы ископаемых, встречаемых в этих толщах (брахиоподы, мшанки, кораллы, гониатиты), дают весьма противоречивые указания о возрасте. Брахио-

поды, по Бубличенко, характеризуют кобленцкий ярус, кораллы указывают на самые низы среднего девона (эйфельский ярус), мшанки и гониатиты также указывают на средний девон. Найденные роды панцирных рыб, представляющие вообще очень редкие находки, известны только из нижнего девона Рейнских гор. Может быть такие противоречивые указания о возрасте связаны с тем, что здесь мы имеем смещение фаун двух зоогеографических провинций — наряду с типичными формами Рейнской провинции встречается много американских форм. Очень возможно, что некоторые формы, существовавшие в Казахстане, в конце нижнего девона мигрировали на запад, где получили развитие уже в среднем девоне. Казахстанский комплекс фауны чрезвычайно своеобразен; к нему нельзя, пожалуй, подходить с европейским или американским эталоном. В палеозое фауна брахиопод и кораллов достигла здесь пышного расцвета. Многие формы безусловно нуждаются в переопределении и установлении новых казахстанских видов.

Есть основания думать, что в районе Беркутинского перевала, где комплекс брахиопод совместно с кораллами встречается в разрезе более высоких частей свиты, самые верхи свиты относятся к эйфельскому ярусу, а вся нижележащая толща, мощность которой достигает около 1000 м, может вполне отвечать нижнему девону. Это положение подкрепляется еще находками фауны брахиопод¹ *Spirifer cabedanus* V e r n. et A r c h., *Productella subaculeata* M u r g., которые являются весьма типичными для низов среднего девона, в пестроцветной конгломератово-песчаниковой толще, залегающей несогласно на зеленосланцевой кайрактинской свите в районе Беркутинского перевала.

Учитывая большое сходство фаций верхней (сланцевой) части отложений готландия и кайрактинского комплекса, а также максимальную мощность последнего, достигающую около 4 км (на р. Кайракты), мы всей толще придаем условный индекс $S_2 - D_1$.

Обращаясь к находкам так называемой «верхнесилурийской фауны» в известняках Беркутинского перевала, известных уже в литературе из статьи Балуховского (1937). Но в приводимых списках можно указать только одну форму *Dalmanites caudatus* E m m g., которая действительно относится к верхнему силуру, остальные же формы имеют весьма широкое вертикальное распространение в девоне.

У первых исследователей данного района (Русаков, 1933; Яговкин, 1932, и др.) установилась традиция относить к верхнему силуру все развитые здесь зеленосланцевые толщи. Эта традиция, безусловно, оказала влияние и на последующие работы.

Большой интерес представляет вопрос о возрасте и о стратиграфическом положении свиты «рассланцованных порфиров». Как видно из изложенного в главе II, эта свита имеет вполне определенное положение в разрезе. В Успенском районе вдоль юго-восточного склона хр. Джексы-тагалы она залегает на метаморфизованных сланцах кайрактинской свиты. Там же, в районе Успенского рудника свиту рассланцованных порфиров покрывают несогласно эффузивные породы, метаморфизованные и дислоцированные значительно слабее. В Ортавском районе она лежит несогласно на слоях с фауной лудлоу, выше сменяется эффузивной толщей отличного состава. В Талды-эспинском районе известна только верхняя часть свиты — толща агломератов, которая, несогласно отделяясь прослоем конгломерата, перекрыта эффузивно-кластической толщей пород, переходящей

¹ Упомянутые формы встречаются в среднем девоне Чингизской зоны, по данным Н. А. Худякова (1941).

вверху в известняки с фауной фаменского яруса. Наконец, в Беркутинском районе рассланцованные кварцевые порфиры залегают согласно на зеленых хлоритово-кремнистых сланцах кайрактинской свиты; выше располагается толща туфогенно-осадочных пород — пестроцветная толща Беркутинского перевала, в нижней части которой отмечаются находки фауны среднего девона, а в верхних собрана фауна фаменского яруса верхнего девона.¹

Верхняя часть этой свиты — толща агломератов сохраняется далеко не всюду. Эти чрезвычайно интересные и оригинальные образования, по данным А. А. Богданова, известны еще в одном месте на территории Центрального Казахстана, а именно на южной и западной окраинах Карагандинского бассейна.

Разрез по А. А. Богданову начинается порфиритовой свитой, представленной плагиопорфиритами, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, оливиновыми диабазами, андезинофирами и миндалекаменными лавами, перекрытыми туфопесчаниками. Выше идет альбитофирная свита — альбитофиры, кварцевые альбитофиры, их туфы, вверху кварцевые порфиры. Самой верхней в данном разрезе является агломератовая свита, состоящая из зеленоцветных агломератов, туфобрекчий, туфов, плащом покрывающая различные горизонты порфиритовой и альбитофирной свит.

Состав обломков, как подчеркивает А. А. Богданов, отображает состав подстилавших или окружавших ее во время образования пород. Возраст этого комплекса А. А. Богданов определяет как низы нижнего девона на том основании, что непосредственно выше залегает песчано-конгломератово-сланцевая акбастауская свита, содержащая псилофитовую флору среднего девона, а в нижней части ее в прослое известняка М. А. Борисьяк была обнаружена фауна брахиопод *Spirifer trigeri* Vern. и, возможно, *Spirifer hystericus* Schloth., устанавливающая кобленцкий возраст известняков. Но в цитируемой работе имеется также указание, что кварцевые порфиры западной окраины бассейна могут оказаться вулканогенной фацией низов акбастауской свиты.¹ Это предположение подтвердилось работами А. А. Богданова в 1938 г.²

Таким образом образование кварцевых порфиров и агломератов могло происходить в конце нижнего и отчасти в начале среднего девона. Что касается нижней части эффузивного комплекса Карагандинского бассейна (порфиритовая свита), представленного мощными лавами андезито-базальтового состава, то аналогов таких образований мы не находили не только в районе Сары-су—Моинтинского водораздела, но и к югу и к востоку от него (Верхне-Токраунский район, северо-восточное Прибалхашье). По положению в разрезе им соответствует кайрактинская свита ($S_2—D_1$). Вопрос о том, может ли кайрактинская свита в своей нижней части являться фациальным аналогом порфиритовых толщ более северных районов Казахстана, которым приписывается девонский или силуро-девонский возраст (Кассин, 1931₁; Водорезов, Кассин и Медоев, 1933; Старостина и др., 1941), пока, разумеется, остается открытым. Одним из косвенных доказательств, имеющих пока в нашем распоряжении, является то обстоятельство, что состав порфиров, встречающихся в виде прослоев среди песчаников и сланцев кайрактинской свиты, по мнению Н. Г. Сергиева,³ отвечает вполне составу андезито-базальтовых лав, развитых в Карагандинском бассейне (Богданов, 1939; Сергиев, 1939).

¹ См. ниже о возрасте пестроцветной свиты.

² Устное сообщение А. А. Богданова.

³ Устное сообщение Н. Г. Сергиева.

Предыдущие исследователи вообще не дали никаких попыток расчленения эффузивного комплекса на отдельные горизонты. Рассланцованные порфиры, отличающиеся от окружающих эффузивных пород и составом, и степенью дислоцированности, и характером метаморфизма, рассматривались Русаковым (Русаков, Ваганов и др., 1933), Яговкиным (1932) и другими как «динамометаморфические породы», образовавшиеся в особых тектонических зонах раздробления за счет обычных эффузивных пород. Эти зоны раздробления протягиваются ими на десятки километров. Исключение представляет точка зрения Г. Л. Падалки (1932). Г. Л. Падалка в геологическом описании Верхне-Токраунского района выделяет толщу рассланцованных порфиров, которую он объединяет с выделяемой им же зеленой песчано-сланцевой толщей нижнего палеозоя (кайрактинская свита?).

«В толще рассланцованных порфиров, — как пишет Г. Л. Падалка, — проходят прослойки глинистых и кремнистых сланцев и известняков». Петрографическая характеристика, даваемая этим породам Г. Л. Падалкой, такова: «рассланцованные порфиры представлены зеленовато-серыми, темносерыми и темнокрасными хорошо сланцеватыми породами, состоящими из фенокристаллов альбита, пертитового калинатрового полевого шпата, кварца и микрогранитовой и полукристаллической основной массы, подвергшейся серицитизации и окварцеванию». Песчано-сланцевая толща и толща рассланцованных порфиров в Верхне-Токраунском районе несогласно покрываются осадочно-эффузивной толщей $D_2 - C_1$. Данные Г. Л. Падалки вполне согласуются с нашими данными. Если мы проследим свиту рассланцованных порфиров в северной части района (Ортау — Джиланды — Джексы-тагалы) по простиранию на восток, то аналоги тех же пород на этом простирании мы находим в Верхне-Токраунском районе.

Наши исследования в том же районе показали, что рассланцованные кварцевые порфиры залегают согласно на зеленых кремнистых и хлоритово-глинистых сланцах и содержат прослой тех же сланцев в основании разреза. Мы нигде не видели замещения этих пород сланцами по простиранию, но не считаем такую возможность исключенной.

Как уже отмечалось в главе II, на свите рассланцованных порфиров, а местами на кайрактинской свите трансгрессивно и несогласно залегает комплекс эффузивных и осадочных пород. В районе Успенского рудника и гор Джексы-тагалы, в районе гор Ортау и Джиланды в разрезах преобладают исключительно эффузивные породы. Нижняя часть разреза сложена преимущественно плагиоклазовыми и эпироговообманковыми порфиритами и сопутствующими им пирокластами. Более высокие горизонты представлены альбитофирами, кварцевыми порфирами и их туфами. Вулканический цикл всюду начинался излияниями более основных лав; основность лав уменьшается по мере движения снизу вверх. Порфириты сменяются альбитофирами и кварцевыми порфирами очень постепенно, между ними наблюдается ряд переходов. Почти все породы обеих толщ оказываются в той или иной степени кварцсодержащими, кварц присутствует и в основной массе и во вкраплениях.

Выше эффузивных толщ трансгрессивно, местами переходя на нижележащие свиты, залегает пестроцветная конгломерат-песчаниковая толща. Состав обломков этой толщи в значительной мере зависит от состава подстилающих пород. Обычно в контакте с эффузивными породами она состоит существенно из обломков эффузивных пород; лишь в ряде мест, где эта толща залегает трансгрессивно на более древних породах, состав обломков уже другой (кварциты, роговики, сланцы). Окатанность зерен неодинаковая, но в целом создается представление о том, что материал

подвергался в значительной степени водной обработке. Минеральный состав и состав обломков песчаников и конгломератов говорят о том, что непосредственным и главным источником обломочного материала для песчано-конгломератовой толщи являлись подстилающие их эффузивные породы и лишь отчасти нижележащие породы вплоть до пород нижнего палеозоя. Примесь туфогенного материала, наблюдающаяся в том или ином количестве и преимущественно в нижних частях толщи, позволяет нам судить о том, что вулканическая деятельность и в этот период не прекращалась.

Возраст этой толщи, на том основании, что она связана постепенными переходами с известняками со *Spirifer calcaratus*, может датироваться как верхнедевонский (франский ярус).

В ряде случаев прослой пирокластического материала, которые содержат верхние части разреза альбитофировой толщи, сильно увеличиваются в мощности; тогда переход к вышележащим породам песчано-конгломератовой толщи очень незаметен. Такого рода постепенный переход мы можем наблюдать, например, на юго-восточном склоне сопки Нельды (Успенский рудник), где в верхних горизонтах альбитофировой толщи лавы переслаиваются с мощными накоплениями туфо-конгломератов и перекрыты песчаниками и конгломератами вышележащей толщи.

В разрезах районов Ортау, Джиланды и Успенского рудника (вверху) можно наблюдать быстрые изменения мощности отдельных горизонтов. То происходит резкое увеличение мощности эффузивных пород, что заставляет предполагать наличие куполов в местах подобных раздувов. Иногда в разрезе появляются пачки пирокластических пород (агломератов, туфов, туффитов), протягивающихся на небольшое расстояние, вероятно образовавшихся в каких-то небольших понижениях местного характера.

Совершенно иные соотношения между типичными лавами и терригенным материалом мы можем наблюдать, двигаясь на юго-восток (район Талды-эспе, Беркутинский район, Киикский район).

В районе р. Кайракты на толще сланцев и песчаников кайрактинской свиты трансгрессивно и с угловым несогласием залегает мощная толща терригенных и вулканогенных пород. Как показывает сводный разрез через сопки Тезек-бай и Ак-чоко, в нижней части толщи преобладают кластические породы с примесью туфогенного материала. Состав обломков соответствует составу подстилающих пород кайрактинской свиты. В средней части толщи преобладают лавы и пирокластические породы и, наконец, в верхней части толщи вновь преобладают кластические породы с примесью туфогенного материала. Интересно отметить, что состав полимиктовых песчаников, слагающих нижнюю часть толщи, почти не отличается от состава песчаников верхней части толщи. На небольшом расстоянии от контакта с порфирами конгломераты и песчаники верхней толщи состоят преимущественно из обломков этих пород, но количество их постепенно уменьшается в вышележащих слоях. В самых верхних горизонтах толщи в цементе песчаников начинает заметно преобладать кальцит. Эти песчаники дают очень постепенный переход к вышележащим известнякам, содержащим фауну мастеровских слоев. Мощность нижней пачки кластических пород достигает около 300 м. Примерно такова же мощность верхней пачки. Что касается мощности пачки вулканогенных пород, она измеряется цифрой около 250—270 м.

Такое соотношение осадочных и вулканогенных пород в центральной части Кайрактинского района. Двигаясь с запада на восток, в пределах того же района можно наблюдать, что соотношения меняются в сторону

Возраст	Кайрактинский район			Район Успенского рудника и западных отрогов гор Джегсы-тагалы	Район гор Ортау	Талды-эспинский район			Беркутинский район	Район ж.-д. станция Кини	
	Сопки Тезек-бай и Ак-чоко	Сопка Итазу	Правобережье р. Джеман - Сары-су			Южная часть гряды Ковур-адыр	Центральная часть гряды Ковур-адыр	Северная часть гряды Ковур-адыр			
Девон D ₂	Фаменский ярус D ₂ ³	а) окремнелые известняки содержат <i>Spirifer sulci er</i> Hall. б) связанные постепенными переходами с нижележащими песчаниками, темносерые средневершинные известняки с примесью туфогенного обломочного материала. Известняки содержат фауну брахиопод: <i>Spirifer calcaratus</i> Sow., <i>Sp. archiaci</i> M u r c h. Мощность 150 м		Темносерые известняки с остатками <i>Spirifer calcaratus</i> Sow. Мощность 100 м	Темносерые известняки с примесью туфового материала с богатой фауной мейстерских слоев: <i>Spirifer calcaratus</i> Sow., <i>Productus meisteri</i> Poetz. и др. Мощность 150 м	Темносерые слоистые известняки с примесью кластического материала, с фауной брахиопод: <i>Spirifer calcaratus</i> Sow., <i>Productus praelongus</i> Sow. и др.			Немые мраморизованные известняки. Мощность 400 м Контакт неясен	Известняковые конгломераты. Светлые известняки с фауной слоев «Etroeungt» <i>Spirifer dada</i> Nal., <i>Sp. semi-bugensis</i> Nal., <i>Chonetes armata</i> v. Bouch., <i>Endothyra communis</i> Raup. и др. Мощность 400 м Контакт неясен	
		Верхняя пестроцветная толща		Пестроцветная толща		Пестроцветная толща	Пестроцветная толща		Пестроцветная толща	Верхняя пестроцветная толща	
	Франский ярус D ₂ ⁴	1) Полимиктовые песчаники фиолетово-серого и зеленовато-серого цвета неоднороднозернистые. Представляют чередование более тонкого материала, гравия и гальки порфира. Мощность 250 м 2) Ниже идет конгломерат, состоящий преимущественно из гальки фиолетового и красноватого порфира. Галька различной величины от 1 см и менее до 0.5 м. Мощность 10 м		1) Полимиктовые песчаники и туфо-песчаники фиолетово-серых и зеленовато-серых тонов, зеленовато-серого состава и размера обломочного материала. Содержат включения и прослои гальки альбитофира и кварцевого порфира, реже порфирита фиолетового и красноватого цвета. 2) Внизу конгломерат, состоящий преимущественно из гальки фиолетового и красноватого порфира, реже порфирита. Подчиненное значение имеет галька зеленоватого плотного песчаника кварцита. Общая мощность около 1000 м	Красноцветные конгломераты, состоящие из разнообразной гальки альбитофира, порфиритов и др. подстилающих пород. Песчаники среднезернистые и крупнозернистые фиолетового и серо-зеленого цвета, полимиктового состава, с прослоями сланцев и конгломератов. Мощность 150 м	1) Полимиктовые грубозернистые песчаники красноватых и фиолетовых тонов, прослои конгломератов, состоящих из гальки разнообразных эффузивных пород. Мощность 120 м	1) Конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками. Конгломераты состоят из галек и валунов порфиров. Мощность 100 м		1) Туфопесчаники серого, красновато-серого, зеленовато-серого цвета, мелкозернистые и среднезернистые. Известняки темносерые полосчатые, окремнелые. Песчаники известковистые. Известняки окремнелые, с фауной <i>Spirifer sulci er</i> Hall., <i>Productus praelongus</i> Sow. и др.	Всевозможные песчаники зеленых, серых и фиолетовых тонов, крупно-мелко- и среднезернистые, иногда конгломератовидные, с прослоями конгломератов, сланцев и известняков. Мощность 200 м	Темносерые и серые рассланцованные немые известняки и мраморы. Мощность более 1000 м
Средний девон D ₂		Альбитофировая толща	Альбитофировая толща	Альбитофировая толща	Альбитофировая толща	2) Мелкозернистые плотные кварцитовидные и кварцево-полевошпатовые песчаники с косою слоистостью. Они содержат прослои и линзы темносерых среднезернистых известняков; подчиненные покровы кварцевых альбитофира (мощностью от 0.5 до 10 м) красных, розовых и белых тонов, прослои туфов	2) Чередование альбитофира фиолетово-серых и красноватых тонов, их туфов, кварцевых порфиров и их туфов светлозеленых и розоватых тонов	Альбитофиры кварцевых порфиров вишнево-розовых, зеленоватых и фиолетово-серых тонов, с подчиненными им пирокластическими образованиями: агломератами, туфами и туфо-конгломератами. Мощность 600—700 м	2) Темносерые порфириты, переслаивающиеся с известняками	Эффузивная толща	
		Нижняя пестроцветная толща		Порфиритовая толща	Порфиритовая толща	3) Зеленовато-серые конгломераты, состоящие из гальки гл. обр. кварцевых порфиров типа «рассланцованных порфиров». Общая мощность 750 м	3) Туфо-песчаники, туфо-сланцы и туффиты серых, зеленоватых и красноватых тонов	4) Лаваагломераты, туфобрекчии фиолетовых и зеленовато-серых тонов. Мощность 600 м	3) Туфо-песчаники, известковистые песчаники, сланцы. В песчаниках фауна <i>Spirifer cabedanus</i> и др.	Нижняя пестроцветная толща	
		Полимиктовые песчаники и туфо-песчаники зеленовато-серых тонов; содержат прослойки и захваченные куски зеленых глинистых сланцев. Мощность 300 м		Порфириты серых, зеленоватых и фиолетовых тонов, плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и рогово-обманковые, с агломератами, туфами, туфо-конгломератами. Мощность около 200 м					4) Конгломераты из разнообразной гальки преимущественно эффузивных пород. Мощность 2000 м	Переслаивание песчаников и сланцев с лавами. Конгломераты из гальки разнообразных пород. Мощность 400 м	

увеличения мощности пачки эффузивных пород (до 600—700 м) (сопка Итазу). Здесь мы не видим нижней терригенной пачки, мощность верхней терригенной пачки достигает 200 м. Если мы обратим внимание на разрез в южной части района (ур. Сасыр-пай и сопки Копен-дай), то вновь увидим обратные соотношения. Присутствует средняя пачка, представленная породами эффузивными (мощность около 200 м), и верхняя пачка — породами обломочными (мощность около 600 м) (см. табл. 1).

Очевидно, для описанного комплекса пород в Кайрактинском районе характерна быстрая смена пород как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении и большой удельный вес в разрезах пород туфогенно-осадочных, чего мы не наблюдали в районах Ортау и Успенского рудника.

Еще более интересную картину фациальных изменений мы можем наблюдать в Талды-эспинском районе в гряде Конур-адыр. Если мы проведем ряд разрезов вкрест простирания пород — в северной, центральной и южной частях гряды, то можем наблюдать, как толща песчаников, конгломератов, сланцев с маломощными линзами известняка, тонкими прослоями порфиров, туфов и агломератов северного разреза, залегающая несогласно на агломератовой свите, в разрезе центральной части гряды изменяется за счет увеличения количества и мощности прослоев эффузивных пород, которые, наконец, в южном разрезе полностью вытесняют осадочные породы. Прекрасная обнаженность района сопки Конур-адыр позволяет проследживать постепенные переходы и замещения. Мощность эффузивно-осадочного комплекса в Талды-эспинском районе около 1000 м. Как уже указывалось нами ранее, в верхней части эффузивно-осадочной толщи района Конур-адыр была найдена фауна мастеровских слоев.

Разрез южного склона гор Аиртау и Беркутинского перевала (Беркутинский район) дает максимальное преобладание туфогенно-осадочных пород над эффузивными. Здесь толща туфогенно-осадочных пород залегает трансгрессивно на «рассланцованных порфирах», переходя местами на породы кайрактинской свиты. Весь комплекс пород отличается большой пестротой литологического состава и сильной фациальной изменчивостью. В главной своей массе он представлен туфопесчаниками и полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов, глинистых сланцев, известняков, конгломератов и эффузивных пород. Местами в разрезах увеличивается количество и мощность прослоев сланцев и алевролитов; местами появляются мощные прослои эффузивных пород.

Возраст пестроцветной толщи Беркутинского перевала устанавливается сравнительно легко. Нижняя граница определяется трансгрессивным залеганием на песчано-сланцевой (кайрактинской) свите, заключающей фауну нижнего и среднего (?) девона. В средней части толщи найдены формы, типичные для эйфельского яруса среднего девона (*Spirifer cabedanensis* V e r n. e t A r c h. и др.). В верхней части толщи собрана фауна сульфидеровых слоев фаменского яруса. Таким образом образование пестроцветной толщи происходило, повидимому, в течение всего среднего и большей части верхнего девона.

Южнее, в Кийском районе, если мы обратимся к разрезам у сопки Кос-келенчек, верховьев ист. Эгин-булак и рч. Чумек, мы наблюдаем, что пестроцветная толща, залегающая несогласно на породах нижнего палеозоя и венчающаяся известняками с фауной слоев Etroeungt и турнейского яруса, переходит по простиранию в мощную толщу немых известняков. Мощность толщи известняков по минимальным подсчетам, учитывая сложную складчатость этого участка, достигает около 1000 м. Всюду в пределах исследованной площади, а также в соседних районах, максимальную мощность имеют известняки фаменского яруса, и то их мощность не пре-

вышает 300—400 м. Если допустить, что верхнюю часть толщи немых известняков составляют известняки слоев Etrœungt и нижнего карбона, все же мощность их будет достаточно велика. Мы можем предположить только одно, что нижняя часть толщи относится уже к среднему девону, возможно даже к верхам нижнего девона. Из всего изложенного можно сделать следующие выводы:

1) В северной и северо-западной частях Сары-су — Моинтинского водораздела (Ортавский район и район Успенского рудника) эффузивные толщи залегают несогласно на породах силуро-девона и более древних образованиях и покрываются песчано-конгломератовой толщей, которая в свою очередь связана постепенным переходом с известняками с фауной майстеровских слоев.

2) В юго-восточной и южной частях района (р. Кайракты, р. Талды-эспе, Беркутинский перевал и др.) на породах силуро-девона и на фаунистически охарактеризованных кобленцких слоях несогласно залегают пестроцветные толщи, содержащие фауну эйфельских слоев и покрывающиеся известняками с фауной майстеровских и сульциферовых слоев и слоев, переходных от девона к карбону.

3) Наблюдаются замещения по простиранию туфогенно-осадочных пород породами эффузивными, что особенно хорошо видно в разрезах гряды Когур-адыр (Талды-эспинский район).

4) Сравнительное изучение эффузивных пород пестроцветной толщи показало их полное тождество с породами сплошных эффузивных разрезов (Ортау, Джиланды, Джексы-тагалы и др.). Минералогический состав кластического материала, с которым переслаиваются лавы, вполне отвечает составу этих лав.

Учитывая все приведенные доводы, мы можем прийти к определенному выводу об одновременности образования эффузивных толщ на севере и северо-западе района и толщи эффузивно-осадочной (пестроцветной) на юге и юго-востоке. Этим самым уточняется возраст эффузивных толщ (D_2 — D_3^1).

Мысли о возможности одновременного излияния лав и накопления туфогенно-осадочного материала в течение девона в различных районах Казахстана приходили уже ранее другим исследователям. Интересны в этом отношении высказывания Н. Г. Кассина.

В северо-восточных районах Казахстана (Средне-Чидертинский и Улентинский районы), как пишет Н. Г. Кассин, — «Накопление красноватой конгломерат-песчаниковой толщи началось еще в нижнем девоне, быть может происходило одновременно с излияниями альбитофиров в более южных районах» (Водорезов, Кассин и др., 1933). При описании Баян-Аульского района Н. Г. Кассин (1931₁), отмечая уменьшение мощности альбитофировой толщи с юга на север, указывает на наличие чередований в ней различных пород и на фациальную ее изменчивость: «повидимому в северо-западном районе, — пишет автор, — отдельные площади описываемыми кислыми лавами совершенно не покрывались и только сопровождающие их туфы, выбросы вулканов, дали накопление той или иной толщи пирокластического, одновременного с излияниями альбитофировых лав, материала».

Данные о сильной фациальной изменчивости отложений девона и одновременности излияний лав и накопления осадочных толщ в районе, расположенном восточнее Сары-су — Моинтинского водораздела (Верхне-Токраунский район), мы находим в работе Г. Л. Падалки (1932): «Осадочные свиты с известняками D_3^2 имеют небольшое протяжение по простиранию

и в этом направлении они выклиниваются, заменяясь отложениями, совершенно подобными описанной красноцветной свите, или даже подобными толще эффузивных порфиров и их туфов, следовательно, в то время, когда местами отлагались осадочные породы, заключающие известняки с фауной D_3^2 , в других местах, иногда вблизи лежащих, продолжалось излияние порфиров, имевшее либо характер частой ритмической подводной деятельности, либо характер массового излияния лав. В первом случае продолжала образовываться красноцветная свита, а во втором — толща порфиров и их туфов.

Г. Л. Падалка устанавливает определенные закономерности такого распределения фаций, о чем мы будем говорить более подробно ниже.

Двигаясь далее на восток и на северо-восток, мы находим ниже по синхронизации вулканогенных и обломочных толщ в работе Н. А. Худякова (1941), который проводит синхронизацию морских эффузивных и континентальных толщ среднего девона на основании многочисленных находок фауны.

К югу и юго-востоку от указанных районов в северо-восточном Прибалхашье, районе работ Казахского филиала Академии Наук (Сергиевский и Русаков 1941), весь девон, мощность которого достигает около 8 км, представлен в морской фации и охарактеризован фаунами кобленцкого, эйфельского, живетского и фаменского ярусов.

Для западных районов Центрального Казахстана наиболее интересные данные о распределении фаций девона мы находим в работе П. Л. Меркулова и А. Е. Репкиной (1938) по геологии Тениз-Кургальджинской впадины. «Девонские отложения района, — пишут авторы, — отличаются наиболее частыми фациальными изменениями как по простирацию, так и вкрест простираения пород. Разрез девона в силу этого для различных мест района различен и установление общей стратиграфической колонки весьма затруднительно. Особенно резкие фациальные отличия устанавливаются между западной частью района, с одной стороны, восточной и южной — с другой. В первом случае — это в главной массе осадочные породы с весьма редкими прослоями изверженных, во втором, наоборот, главным образом изверженные породы (эффузивы) с развитием осадочных пород только в верхах разреза». Авторы останавливаются на объяснении причин такого распределения фаций, но об этом у нас речь еще впереди.

В результате своих работ в Центрально-Казахстанской экспедиции Академии Наук к таким же выводам о синхронизации эффузивных и туфогенно-осадочных фаций девона пришла З. М. Старостина для района восточной окраины гор Еременьтау и прилегающей части долины р. Улэнти (Старостина и др., 1941). «В одних районах, — пишет З. М. Старостина, — излияние кислых лав закончилось в нижнем или среднем девоне и в дальнейшем происходило лишь накопление ее пирокластических и обломочных аналогов. В других районах, а именно более южных, излияние кислых лав продолжалось значительно позже, вплоть до нижнего карбона. Альбитофировая толща и красноцветная толща песчаников не являются полностью самостоятельными стратиграфическими единицами, а очень часто служат фациальными аналогами друг друга, а иногда и подстилающих или перекрывающих их пород».

Указания на фациальное замещение вулканогенных пород девона породами осадочными имеются, как упоминалось выше, в работе А. А. Богданова по району западной и южной окраин Карагандинского бассейна, который пишет, что кварцевые порфиры западной окраины бассейна

могут оказаться вулканогенной фацией акбастауской свиты.¹ Акбастауская свита представлена мощной толщей преимущественно осадочных пород, период образования которых, по автору, охватывает вторую половину нижнего девона, весь средний девон и начало верхнего девона.

Фаменский ярус верхнего девона почти повсеместно на Сары-су — Моинтинском водоразделе представлен в известняковой фации и очень полно охарактеризован палеонтологически. Находки фауны климений в Кайрактинском районе (Колотухина, 1938) позволяют нам выделить в светлых известняках, покрывающих темные известняки со *Spirifer calcaratus* Sow. (мейстеровские слои Д. В. Наливкина), III и V зоны (пробитовый и ортоклимениевый горизонты) стратиграфической схемы Ведехина. Как уже отмечалось выше, в Кайрактинском районе наблюдается замещение известняков с фауной климений кремнистыми породами с фауной брахиопод (*Spirifer sulcifer* Hall. и др.), характеризующей сульфидированные слои Наливкина. Эти слои уже в известняковой фации, охарактеризованные фаунистически, известны в Беркутинском районе, в районе Талды-эспе, в Киикском районе. В Киикском районе выше залегают известняки, содержащие микрофауну переходных от девона к карбону слоев (слои Etroeungt), которые В. Н. Крестовников и Д. М. Раузер-Черноусова (1938) сопоставляют со слоями, содержащими на Южном Урале аммониты VI и VII зоны Ведехина.

Таким образом фаменский ярус в исследованном районе довольно подробно разбивается на зоны, легко сопоставляемые с зонами, выделяемыми на Урале и в Западной Европе.

Совершенно иные взаимоотношения, иной характер седиментации и распределения фаций имеют нижнекаменноугольные отложения Сары-су — Моинтинского водораздела. Как видно из главы II, в северной части района (Успенский рудник, горы Ортау) разрез существенно отличается от южных и юго-восточных разрезов (ст. Киик, Беркутинский перевал, р. Талды-эспе, р. Кайракты, табл. 2). Разрезы характеризуются различным удельным весом пород вулканогенных и пород осадочных, с одной стороны, и различным распределением известняковой фации, с другой.

Несомненно, в ряде мест отмечается небольшое угловое несогласие и резко трансгрессивное налегание пород нижнего карбона на верхний девон. В основании разреза иногда наблюдаются конгломераты типа базальных, в состав гальки которых входят как известняки фаменского яруса, так и эффузивные породы среднего и верхнего девона, но значительно чаще располагается горизонт железо-марганцовых и кремнистых образований. Так, например, начинается разрез нижнего карбона на р. Кайракты.

Как отмечалось выше, в Кайрактинском районе особенно четко выделяются две толщи: нижняя — туфогенно-обломочная, и верхняя — туфогенно-известняковая, содержащая фауну брахиопод «кассинских слоев» Д. В. Наливкина.

Тип осадков указывает на предшествовавший размыв и на оживление вулканической деятельности, которая во время отложения нижнего горизонта изменила весь режим бассейна, что отразилось на характере седиментации и биоценозов (исчезновение брахиопод, климений, кораллов, мшанок, появление бедной пелециподовой фауны). В дальнейшем происходят установление прежних условий, возобновление отложения известковых осадков и появление вновь фауны открытого моря.

¹ Правильнее — низов акбастауской свиты (С. К.).

Возраст		р. Кайракты	Район Успенского рудника и зап. отрогов гор Джейсы-тагалы	г. Ортау	Верховья р. Талды-эспе	Верхутинский перевал	Район ж.-д. станции Кийик		Горы Вестау	Ур. Сарголь-Ак-мая		Горы Кара-бызай	
Н и ж н и й к а р б о н	Вивейский ярус C_1^2				C_1^2 (?) Зеленые песчано-глинистые сланцы, алевролиты с флорой <i>Lepidodendron</i>	$D_3^2 - C_1$ (?) Немые светлые, почти белые мраморизованные известняки, местами рассланцованные, местами переходят в темные массивные, сильно окварцованные известняки, пронизанные густой сетью кварцевых прожилков. Мощность 400—500 м	C_1^2 (?) Лавы альбитофиоров, кварцевых порфиров, ортофиросв красноватых, фиолетовых и зеленоватых тонов и их пирокласты	Разнообразные туфы, туффиты, всевозможные кремнистые породы, лавы	$C_1^{1b} - C_1^1$ (?) Всевозможные кварцевые песчаники и плотные кремнистые породы. Окремнелые известняки с фауной «русаковских слоев» <i>Productus burlingtonensis</i> Hall., <i>Spirifer baiani</i> Na l., <i>Chonetes kinghira</i> Na l. и др.	C_1^2 (?) Ортофиры, кварцевые порфиры красновато-фиолетовые Размыв (?). Конгломерат		$C_1^{1a+b} - C_1^2$ (?) Переслаивание кварцевых порфиров, олигоклазофилов, их туфов и брекчий и кварцевых порфиров. Окремнелые известняки и туффиты с фауной «русаковских слоев» <i>Chonetes kinghira</i> Na l. и др.	
	Турнейский ярус	Верхний C_1^{1b}			C_1^{1b} Известняки сопки Бирбай с фауной мшанок: <i>Fenestella</i> cf. <i>nododorsalis</i> Ulrich., <i>F.</i> cf. <i>triserialis</i> Ulrich. и др. «русаковские слои» Наливкина. Мощность 100 м					C_1^{1b} (?) Кварцевые порфиры, альбитофиры, олигоклазофиры, порфириты темно-серых тонов	C_1^{1b} (?) Толща кварцевых полимиктовых и туфогенных песчаников и туфов, туффитов с прослоями лав и прослоями углестых сланцев и углей		
		Нижний C_1^{1a}	Известняки с фауной «кассинских слоев» <i>Productus kassini</i> Na l. и др. Песчаники, туфопесчаники, туфосланцы, туффиты, туфы с подчиненными прослоями лав альбитофирового состава. Конгломераты, железистокремнистые образования. Мощность 250 м			Успенская свита C_1^{1a} Разнообразные известняки, большей частью кремнистые. Всевозможные сланцы: глинистые, кремнистые, туфосланцы, яшмовидные ленточные кремнистые породы, туффиты, алевроиты, железистые образования. Железисто-кремнистые образования.			Размыв и угловое несогласие	C_1^{1a} (?) Туфы, туффиты, туфопесчаники пестрых тонов: зеленоватых, кремовых, серых, розоватых. Кремнистые породы, кремнистые сланцы. Окремнелые известняки, известняки с микрсауной турне. Кварциты и различные кремнистые породы. Кремневые конгломераты. Известняковые конгломераты	C_1^{1a} (?) Мощная толща массивных кварцитовидных пород, образовавшихся частью, вероятно, за счет окварцевания известняков и кварцевых песчаников. Конгломерат из гальки кварцита	Контакт неясен	Контакт неясен
			Размыв и угловое несогласие			Размыв и угловое несогласие			Размыв и угловое несогласие	Известняки с фауной слоев Etroengt	Контакт неясен	Размыв и угловое несогласие	Контакт неясен

Несколько иной тип осадков в нижнем карбоне мы встречаем к северо-западу и к юго-западу от р. Кайракты в районах Успенского рудника, гор Джиланды и Ортау, где получили широкое развитие породы так называемой «успенской серии». Они представлены туфопесчаниками, туфосланцами, кремнистыми сланцами и кремнистыми туффитами, с преобладанием последних в нижней части разреза и маломощными прослоями известняков — вверху. В районе Успенского рудника они выше сменяются толщей известняков с характерной фауной русаковских слоев.¹ Так же как и в Кайрактинском районе, в основании разреза прослеживается горизонт железомарганцовых кремнистых образований. Горизонты железомарганцового оруденения мы встречаем и выше в разрезе успенской серии — таких горизонтов в районе Успенского рудника насчитывается два. Встречаясь в тех же стратиграфических комплексах и сохраняя большое сходство литологического состава и маркирующие горизонты в виде железомарганцового оруденения и окремнения, породы успенской серии районов Успенского рудника и Ортау отличаются от аналогичных пород Кайрактинского района меньшей примесью вулканогенного материала и большим содержанием кремнезема. Отложение осадка происходило, повидимому, в условиях водной среды бассейна, насыщенной растворами кремнекислоты, которая выделялась в виде кварца и халцедона.

Возраст успенской свиты Кайрактинского района устанавливается довольно легко. Нижней границей являются климениевые известняки фаменского яруса. В верхах свиты собрана фауна брахиопод: *Productus kassini* Nal. и др., весьма типичная для так называемых «кассинских слоев», выделяемых Д. В. Наливкиным в Казахстане, и отвечающая нижней половине турнейского яруса.

В районе Успенского рудника отложения успенской свиты покрываются толщей известняков (известняки сопки Бирбай), содержащих фауну мшанок. Мшанки, по определению В. П. Нехорошева, представляют тот же самый комплекс, хорошо известный в виде мшанкового горизонта северо-восточного Прибалхашья, где он в сопровождении брахиопод — *Productus burlingtonensis* Hall. и др., характеризует верхнюю половину турнейского яруса («русаковские слои» Наливкина).

Гораздо сложнее обстоит дело с обоснованием возраста пестрого, фациально-изменчивого комплекса отложений Киикского района. В главе II при сопоставлении разрезов Киикского района с разрезами северного Прибалхашья выявилась возможность синхронизации туфогенно-осадочных и кремнистых толщ с толщами существенно-эффузивными.

Горизонт известняковых конгломератов района ст. Киик покрывает известняки с фауной слоев Etroeungt. Далее в конгломератовидных известняках, замещающих описанные конгломераты по простиранию, Д. М. Раузер-Черноусовой обнаружены фораминиферы турнейского типа, ближе не определимые. Таким образом возраст нижней эффузивно-обломочной и кремнистой толщи, залегающей непосредственно выше известняков, вероятнее всего можно определить как низы турнейского яруса. Эти толщи являются фациальными аналогами отложений успенской свиты районов: Кайракты, Успенского рудника и Ортау. Возраст верхней части толщи устанавливается путем сопоставлений с разрезами северного Прибалхашья, где в верхах кремнистых и эффузивных толщ заключена обильная фауна брахиопод и мшанок. Комплекс фауны брахиопод характерен для «русаковских слоев» Наливкина. Что касается мшанок,

¹ Анализ фауны приводится ниже.

то среди верхнетурнейских форм встречено несколько представителей более высоких «ишимских слоев», которые в настоящее время принято относить к низам визейского яруса.

Фауна брахиопод и мшанок из верхнетурнейских отложений сборов В. Н. Крестовникова в Улутауском районе, П. Л. Меркулова в районе Тениз-Кургальджинской ее впадины и А. А. Богданова в районе Бедпак-дала при сопоставлении ее с теми же группами Прибалхашья и Успенского рудника обнаруживает полное тождество видовых форм и не позволяет сомневаться в их принадлежности к одной зоогеографической провинции.

Среди фауны брахиопод преобладают формы бурлингтонского яруса Северной Америки, но существуют также и формы, характерные для верхнетурнейских слоев Западной Европы. Мшанки, по мнению В. П. Нехорошева, типичны для слоев «Кеокук» Северной Америки.

Как уже отмечалось выше, на северо-восточном склоне хребта Космурун (левобережье р. Талды-эспе) совершенно обособленно, вне связи с другими отложениями карбона района Сары-су — Моинтинского водораздела, залегает толща сланцев и песчаников с растительными остатками. В песчано-глинистых сланцах Н. С. Шатским в 1937 г. были найдены растительные остатки. По определению М. Ф. Нейбург, это, вероятно, остатки *Lepidodendron*. Судя по намечающимся мелким листовым подушечкам, эти остатки могут указывать скорее на верхнюю половину нижнего карбона, чем на низы последнего.

Присутствие растительных остатков типа *Lepidodendron* и аналогичный литологический состав сближают данный разрез с разрезом ашляриксской свиты Карагандинского бассейна, которую А. М. Симорин (1936) и Г. Л. Кушев (1936) относят к визейскому ярусу.

По сообщению Г. Л. Кушева, в 20 км к югу от данного участка к юго-западу от станции Ак-адыр и к северо-западу от ст. Босага во время гидрогеологических работ, проводимых Каргеолбюро на трассе строящейся железной дороги, были найдены осадочные отложения с углем, содержащие фауну ашляриксской свиты (фауна определялась А. М. Симориным).

В конце нижнего карбона, вероятнее всего в визейское время, в ряде участков Центрального Казахстана существовали условия, благоприятные для накопления углистых образований (как, например, в Талды-эспинском районе, в урочищах Сарголь и Ак-мая северного Прибалхашья) (см. табл. 2).

Вопрос о возрасте описанных отложений, повидимому, мало интересовал предшествовавших исследователей района. Большинство эффузивных образований, занимающих большую площадь, на всех картах отнесено к девону, а отдельные небольшие и разобщенные участки развития осадочных пород, в которых были сделаны находки фауны или флоры, отнесены к нижнему карбону. Только в последние годы в работах Казахстанского филиала Академии Наук по северо-восточному Прибалхашью мы встречали описания соотношений вулканогенных и осадочных толщ карбона, весьма напоминающих таковые в районе Сары-су — Моинтинского водораздела.

На восточном склоне долины р. Токрау (Сергиевский и Русаков, 1941₂), среди палеозойских пород наиболее широко развиты нижнекаменноугольные отложения. Последние представлены как морскими осадками, так и эффузивными образованиями, чередование осадочных образований с пирогенными является характерной особенностью нижнекаменноугольных отложений района. В отложениях турнейского яруса автор выделяет две свиты. Нижняя эффузивно-осадочная свита сложена туфами,

туфобрекчиями, конгломератами, песчаниками, в верхних частях—черными кремнистыми сланцами. Выше залегает вторая эффузивно-осадочная свита.

Наиболее характерный разрез наблюдается в горах Керегетас. Здесь эта свита представлена полимиктовыми конгломератами, серыми порфирами, фельзитами, роговообманковыми порфирами, туфами, туфопесчаниками, известковистыми песчаниками и известняками. В верхней части разреза горизонт песчаников и известняков содержит богатую фауну мшанок и брахиопод. Это так называемый «мшанковый горизонт», который является маркирующим и хорошо выделяется также в соседних районах северо-восточного Прибалхашья. Списки фауны мшанок и брахиопод содержат почти все те же виды, которые были встречены в наших разрезах. Комплекс фауны из нижней толщи этого горизонта соответствует «русаковским слоям» Наливкина; более высокое стратиграфическое положение занимает толща с фауной «ишимских слоев».

К северу от описанного района, по материалам В. М. Сергиевского и М. П. Русакова (1941₂), «мшанковый горизонт» подстилает чингильдинская эффузивная свита, являющаяся, повидимому, аналогом нижней эффузивноосадочной свиты Новохатского. Среди эффузивных образований чингильдинской свиты имеются прослои осадочных пород с фауной нижнего турне («кассинские слои»). В нижней части свиты эффузивные породы часто ассоциируются с кремнистыми породами, в которых были найдены остатки радиолярий.

Непосредственно к востоку от района работ Новохатского, по данным В. А. Вахрамеева (1941), отложения турнейского яруса также представлены двумя свитами. Нижняя эффузивная свита сложена альбитофирами и олигоклазофирами, а также их туфами, переслаивающимися с туфогенными алевролитами и песчаниками. Эффузивная свита содержит прослой осадочных пород с фауной плохой сохранности, имеющей нижнекаменноугольный облик. Верхняя свита сложена разнообразными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами, сопровождаемыми малоомощными прослоями мелкогалечных конгломератов и криноидного известняка. Внутри свиты собрана фауна «мшанкового горизонта». Таким образом нижняя эффузивная свита Вахрамеева, повидимому, также является аналогом чингильдинской свиты более северных районов.

Мы не приводим здесь всех характерных разрезов из других участков северо-восточного Прибалхашья, но на основании анализа имеющегося материала можем сделать вывод, что турнейские отложения этой области чрезвычайно сильно изменяются фациально, давая различные соотношения осадочных и вулканогенных толщ. О закономерностях этих изменений мы еще будем говорить ниже.

Подводя итоги вышеизложенному, мы приходим к следующим выводам:

1. В северной и северо-западных частях Сары-су — Моинтинского водораздела (Ортавский район, район Успенского рудника) на известняках фаменского яруса залегает толща тонкообломочных кремнистых и известковых пород с горизонтом железо-марганцового оруденения в основании, так называемая успенская серия. Выше идут известняки, содержащие фауну русаковских слоев верхнего турне.

2. В юго-восточной и в южной частях района (Кайрактинский район, Кийский район) на известняках с климениями и на известняках слоев Егоеунгт залегает толща пород чрезвычайно пестрого литологического состава, отличающаяся быстрой фациальной изменчивостью. Можно выделить здесь три типа разрезов: а) комплекс пород обломочно-кремни-

то среди верхнетурнейских форм встречено несколько представителей более высоких «ишимских слоев», которые в настоящее время принято относить к низам визейского яруса.

Фауна брахиопод и мшанок из верхнетурнейских отложений сборов В. Н. Крестовникова в Улутауском районе, П. Л. Меркулова в районе Тениз-Кургальджинской ее впадины и А. А. Богданова в районе Бедпакдала при сопоставлении ее с теми же группами Прибалхашья и Успенского рудника обнаруживает полное тождество видовых форм и не позволяет сомневаться в их принадлежности к одной зоогеографической провинции.

Среди фауны брахиопод преобладают формы бурлингтонского яруса Северной Америки, но существуют также и формы, характерные для верхнетурнейских слоев Западной Европы. Мшанки, по мнению В. П. Нехорошева, типичны для слоев «Кеокук» Северной Америки.

Как уже отмечалось выше, на северо-восточном склоне хребта Космурун (левобережье р. Талды-эспе) совершенно обособленно, вне связи с другими отложениями карбона района Сары-су — Мойнтинского водораздела, залегает толща сланцев и песчаников с растительными остатками. В песчано-глинистых сланцах Н. С. Шатским в 1937 г. были найдены растительные остатки. По определению М. Ф. Нейбург, это, вероятно, остатки *Lepidodendron*. Судя по намечающимся мелким листовым подушечкам, эти остатки могут указывать скорее на верхнюю половину нижнего карбона, чем на низы последнего.

Присутствие растительных остатков типа *Lepidodendron* и аналогичный литологический состав сближают данный разрез с разрезом ашлярической свиты Карагандинского бассейна, которую А. М. Симорин (1936) и Г. Л. Кушев (1936) относят к визейскому ярусу.

По сообщению Г. Л. Кушева, в 20 км к югу от данного участка к юго-западу от станции Ак-адыр и к северо-западу от ст. Босага во время гидрогеологических работ, проводимых Каргеолбюро на трассе строящейся железной дороги, были найдены осадочные отложения с углем, содержащие фауну ашлярической свиты (фауна определялась А. М. Симориным).

В конце нижнего карбона, вероятнее всего в визейское время, в ряде участков Центрального Казахстана существовали условия, благоприятные для накопления углистых образований (как, например, в Талды-эспинском районе, в урочищах Сарголь и Ак-мая северного Прибалхашья) (см. табл. 2).

Вопрос о возрасте описанных отложений, повидимому, мало интересовал предшествовавших исследователей района. Большинство эффузивных образований, занимающих большую площадь, на всех картах отнесено к девону, а отдельные небольшие и разобщенные участки развития осадочных пород, в которых были сделаны находки фауны или флоры, отнесены к нижнему карбону. Только в последние годы в работах Казахстанского филиала Академии Наук по северо-восточному Прибалхашью мы встречали описания соотношений вулканогенных и осадочных толщ карбона, весьма напоминающих таковые в районе Сары-су — Мойнтинского водораздела.

На восточном склоне долины р. Токрау (Сергиевский и Русаков, 1941₂), среди палеозойских пород наиболее широко развиты нижнекаменноугольные отложения. Последние представлены как морскими осадками, так и эффузивными образованиями, чередование осадочных образований с пирогенными является характерной особенностью нижнекаменноугольных отложений района. В отложениях турнейского яруса автор выделяет две свиты. Нижняя эффузивно-осадочная свита сложена туфами,

туфобрекчиями, конгломератами, песчаниками, в верхних частях—черными кремнистыми сланцами. Выше залегает вторая эффузивно-осадочная свита.

Наиболее характерный разрез наблюдается в горах Керегетас. Здесь эта свита представлена полимиктовыми конгломератами, серыми порфирами, фельзитами, роговообманковыми порфирами, туфами, туфопесчаниками, известковистыми песчаниками и известняками. В верхней части разреза горизонт песчаников и известняков содержит богатую фауну мшанок и брахиопод. Это так называемый «мшанковый горизонт», который является маркирующим и хорошо выделяется также в соседних районах северо-восточного Прибалхашья. Списки фауны мшанок и брахиопод содержат почти все те же виды, которые были встречены в наших разрезах. Комплекс фауны из нижней толщи этого горизонта соответствует «русаковским слоям» Наливкина; более высокое стратиграфическое положение занимает толща с фауной «ишимских слоев».

К северу от описанного района, по материалам В. М. Сергиевского и М. П. Русакова (1941₂), «мшанковый горизонт» подстилает чингильдинская эффузивная свита, являющаяся, повидимому, аналогом нижней эффузивноосадочной свиты Новохатского. Среди эффузивных образований чингильдинской свиты имеются прослои осадочных пород с фауной нижнего турне («кассинские слои»). В нижней части свиты эффузивные породы часто ассоциируются с кремнистыми породами, в которых были найдены остатки радиолярий.

Непосредственно к востоку от района работ Новохатского, по данным В. А. Вахрамеева (1941), отложения турнейского яруса также представлены двумя свитами. Нижняя эффузивная свита сложена альбитофирами и олигоклазофирами, а также их туфами, переслаивающимися с туфогенными алевролитами и песчаниками. Эффузивная свита содержит прослой осадочных пород с фауной плохой сохранности, имеющей нижнекаменноугольный облик. Верхняя свита сложена разнообразными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами, сопровождаемыми малоомощными прослоями мелкогалечных конгломератов и криноидного известняка. Внутри свиты собрана фауна «мшанкового горизонта». Таким образом нижняя эффузивная свита Вахрамеева, повидимому, также является аналогом чингильдинской свиты более северных районов.

Мы не приводим здесь всех характерных разрезов из других участков северо-восточного Прибалхашья, но на основании анализа имеющегося материала можем сделать вывод, что турнейские отложения этой области чрезвычайно сильно изменяются фациально, давая различные соотношения осадочных и вулканогенных толщ. О закономерностях этих изменений мы еще будем говорить ниже.

Подводя итоги вышеизложенному, мы приходим к следующим выводам:

1. В северной и северо-западной частях Сары-су — Моинтинского водораздела (Ортавский район, район Успенского рудника) на известняках фаменского яруса залегает толща тонкообломочных кремнистых и известковых пород с горизонтом железо-марганцового оруденения в основании, так называемая успенская серия. Выше идут известняки, содержащие фауну русаковских слоев верхнего турне.

2. В юго-восточной и в южной частях района (Кайрактинский район, Кийский район) на известняках с климениями и на известняках слоев Etroeungt залегает толща пород чрезвычайно пестрого литологического состава, отличающаяся быстрой фациальной изменчивостью. Можно выделить здесь три типа разрезов: а) комплекс пород обломочно-кремни-

стых, б) комплекс эффузивных и пирокластических пород и в) промежуточный тип разреза — переслаивание туфогенно-осадочных и кремнистых пород с породами эффузивными. Местами в основании разреза (Кайрактинский район) прослеживается горизонт железо-марганцового оруденения.

3. Сопоставление северных и южных разрезов между собой и последних с разрезами северного Прибалхашья, в верхних горизонтах которых содержится фауна русаковских слоев, позволяет сделать заключение о возможности синхронизации обломочно-кремнистых осадочных толщ с толщами эффузивными и пирокластическими. В то время как на юге и юго-востоке широко распространены эффузивные и пирокластические породы и связанные с ними кремнистые образования, на севере и северо-западе в разных разрезах заметно уменьшается роль туфогенного материала, эффузивные породы отсутствуют и широкое развитие получают всевозможные кремнистые и обломочные породы.

4. Возраст описанных комплексов пород определяется их положением на известняках с фауной верхов фаменского яруса и слоев Etroeungt с находками фауны нижнего турне (кассинские слои) в нижних толщах и фауны верхнего турне (русаковские слои) в верхних толщах. В верхних горизонтах отмечены также формы, характерные для переходных слоев от турне к визе (ипшимские слои Наливкина).

5. Эффузивные фации нижнего карбона в Центральном Казахстане в районе Сары-су — Моинтинского водораздела в частности не выделялись предшествовавшими исследователями. Главную массу эффузивных образований они относили к девону (Кассин, 1931₂, 1934; Яговкин, 1932; Русаков, 1933). Н. Г. Кассин (1934) утверждает даже, что в северо-западных и центральных частях Казахстана вулканогенные породы имеют наибольшее развитие в нижнем и среднем девоне, а в верхнем девоне и нижнем карбоне происходит уже процесс затухания вулканической деятельности.

Наши работы впервые показали, что среди громадного поля развития «девонских эффузивов» в исследованном районе можно выделить участки, нижнекаменноугольный возраст которых доказывается довольно определенно.

6. Своеобразная фация кремнистых пород, получившая такое широкое развитие среди отложений турнейского яруса, представляет большой теоретический интерес. Не углубляясь в вопросы, связанные с генезисом кремнистых образований вообще, мы все же можем сделать некоторые выводы из имеющихся наблюдений. В ряде приведенных выше разрезов хорошо видно одновременное отложение кремнезема и вулканогенного материала, в некоторых случаях наблюдается замещение по простиранию толщ туфогенно-осадочных с большим количеством кремнистых пород толщами существенно эффузивными. Все отмечаемые переходы от эффузивных пород к кремнистым образованиям, отложившимся, повидимому, в том же бассейне, указывают на то, что существовавшие благоприятные условия для отложения кремнистого осадка могли находиться в прямой связи с вулканической деятельностью. Отсутствие настоящих лав в разрезах нижнекаменноугольных отложений и районов Успенского рудника и гор Ортау при наличии перемытого туфогенного материала объясняется, повидимому, удаленностью этих мест от центров излияний, находившихся южнее. Интересно, что описанные явления окремнения строго приурочены к отложениям турнейского яруса и не отмечаются в таком масштабе ни в верхнем девоне, ни в визе. Такая строгая приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам, имеющим широкое площадное распро-

странение, общность характера фауны, встречающейся в этих горизонтах, признаки железо-марганцового оруденения, также связанные с этими же слоями, — все это указывает на наличие каких-то общих физико-химических условий, господствовавших в большом морском бассейне длительное время. Этот бассейн характеризовался повышенным содержанием кремнекислоты, что способствовало, в свою очередь, обильному развитию организмов с кремневым скелетом, а не наоборот, как указывал В. Н. Крестовников.¹

Весь изложенный материал иллюстрирует определенную зависимость отложения кремнезема в осадках турнейского яруса от вулканической деятельности, очаги которой находились как непосредственно вблизи, так и на значительном расстоянии от области накопления осадков.

V. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ РОЛЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ФАЦИЙ

Район Сары-су — Моинтинского междуречья в тектоническом отношении представляет довольно сложно построенную область, структуру которой и историю формирования можно понять только в связи с окружающими районами Центрального Казахстана.

Как видно из геологической карты, а также из вышеизложенных глав, касающихся стратиграфии района, хорошо выделяются три комплекса отложений, резко отличающиеся друг от друга как по характеру слагающих их пород, так и по степени метаморфизма и интенсивности дислокаций: это докембрийский и нижнепалеозойский комплексы, с одной стороны, и комплекс пород среднего палеозоя — с другой.

Самые древние породы палеозойского комплекса слагают узкие длинные полосы, вытянутые по простиранию. Наблюдается периодическое повторение полос одних и тех же пород, в большинстве случаев в круто, почти вертикально стоящих пластах, что обусловлено наличием здесь большого количества узких, сильно сжатых в крыльях, часто опрокинутых антиклинальных складок.

Исключительно интенсивное сжатие, приводящее к резкой, иногда изоклинальной складчатости, сопровождается вторичной складчатостью (плотчатостью и гофрировкой), разрывами и смещениями незначительной амплитуды.

В сводовых частях антиклинальных складок выходят более низкие горизонты древних свит, в узких синклиналях между антиклинальными складками зажаты более молодые свиты. Отложения готландия приурочены к таким синклиналям, часто они трансгрессивно налегают на крылья складок, перекрывая отдельные горизонты ордовика. Дислокации в отложениях готландия имеют местами более спокойный характер, что объясняется, повидимому, скорее всего большей компетентностью слагающих его пород (грубопесчаные фации), местами они дислоцированы не слабее пород ордовика, как, например, породы нижней части кайрактинской свигы, образующие узкие острые изоклинальные складки, перекрученные и раздавленные в замковых частях, с довольно правильной гофрировкой на крыльях.

¹ Отложения кремнезема в главной массе пород Улутавского района В. Н. Крестовников связывает со своеобразными морскими условиями, благоприятными для развития организмов с кремневым скелетом.

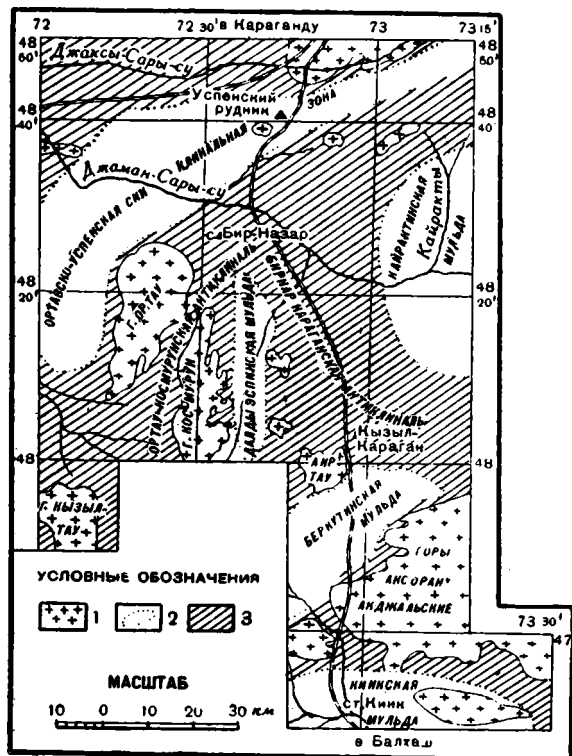
Одна из таких полос нижнего палеозоя тянется непрерывно от сопок Бир-назар до урочища Кызыл-караган (см. геологическую карту). Простираение пород плавно изгибается, из меридионального переходя в северо-западное и широтное. От сопки Бир-назар ответвляется на северо-восток полоса метаморфизованных сланцев низов кайрактинской свиты, которые образуют сложную антиклинальную складку, с ящиками в ядре (с. Кызыл-джал).

Таким образом, ясно выделяется сложная антиклинальная полоса, которую в дальнейшем мы будем называть Бир-назар — Караганской антиклинальной зоной.

Вторая полоса пород нижнепалеозойского комплекса зажата между двумя гранитными массивами Ортау и Кос-мурун. Здесь выходят самые низкие горизонты ордовика, и, возможно, даже кембрия и докембрия (?). Северо-восточное простирание, которое эта полоса имеет у северного окончания массива Ортау, сменяется меридиональным при подходе к горам Алабас и слегка изгибается к юго-востоку у юго-западного склона гор Кос-мурун. Здесь происходит соединение Ортау-Кос-мурунской полосы нижнего палеозоя с третьей полосой, которая начинается у южного окончания гор Алабас.

Эта третья полоса, заворачивая на северо-запад, уходит за пределы исследованной области.

Наконец, четвертая полоса проходит уже почти всецело вне пределов данного района. К этой полосе принадлежат, по видимому, выходы нижнепалеозойских пород у оз. Коктункуль и на правом берегу р. Джексы-Сары-су. Эта полоса хорошо прослежена



Фиг. 3. Тектоническая схема.

1 — граниты; 2 — участки погружения; 3 — участки поднятий.

А. А. Богдановым вдоль южной окраины Карагандинского бассейна (Богданов, 1939).

Характер складчатости пород нижнепалеозойского комплекса здесь такой же, как в вышеописанной Бир-назар — Караганской антиклинальной зоне.

В месте слияния двух нижнепалеозойских антиклиналей, в горах Алабас, в своде выходят самые древние породы района, предположительно докембрийского возраста. Докембрийские гнейсы, метаморфические сланцы и кварциты дислоцированы несравненно более интенсивно, чем породы

нижнего палеозоя. Они смяты в чрезвычайно узкие, сжатые до предела складки, стоящие на головах; по данным А. П. Лебедева: «Направление гнейсированности в массивах гранитогнейсов в точности совпадает с направлением складок в окружающих сланцах». Последние обнаруживают, наряду с господствующими на большей части площади западно-северо-западными и почти широтными простираниями, во многих случаях (по южной окраине гранитного массива Ортау) северо-восточные простирания.

Таким образом в докембрийском комплексе как бы отражены простирания обеих сливающихся здесь нижнепалеозойских ветвей.

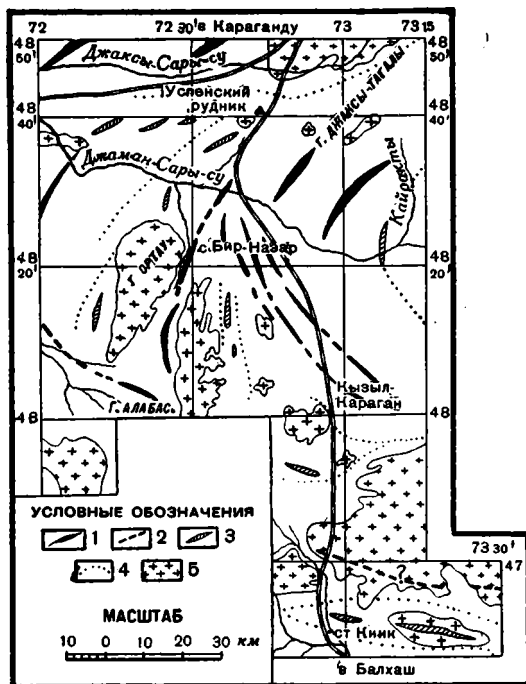
Ортау-Космурунская нижнепалеозойская толща по направлению на юго-восток, повидимому, погружается под мощную толщу отложений среднего палеозоя. В районе Беркутинского перевала, в горах Аксоран-Акджаляльских и южнее в районе ст. Киик нами не встречено отложений древнее готландия, возраст которых к тому же определяется довольно условно. Есть все основания полагать, что отложения нижнего палеозоя здесь или не отлагались вовсе, или мощностей их была незначительна и они были уничтожены последующим размывом. Отложения самой верхней части готландия (?) и нижнего девона залегают здесь, вероятно, на сильно эродированной поверхности докембрийского фундамента.

Если Ортау-Космурунская антиклиналь, ось которой погружается на юго-восток под более молодые отложения Беркутинского района, имеет продолжение далее на восток (как условно показано на фиг. 4), то в складчатости нижнепалеозойской здесь могли участвовать только породы докембрия.

С описанными выше сложными антиклинальными зонами связаны прогибы, в которых нередко накапливались довольно мощные толщи осадков, преимущественно более молодого возраста — девонского и нижнекаменноугольного. Эти прогибы представляют образования, качественно неравноценные, отличающиеся как по составу и мощности осадков, так и по характеру дислокаций.

К таким прогибам относятся: 1) Кайрактинская мульда, 2) Успенско-Ортовская синклинальная зона, 3) Талды-эспинская мульда, 4) Беркутинская мульда и 5) Киикская мульда.

Для того чтобы выяснить, в чем заключается неравноценность этих образований, и понять обуславливающие ее причины, остановимся на рассмотрении строения отдельных мульд.

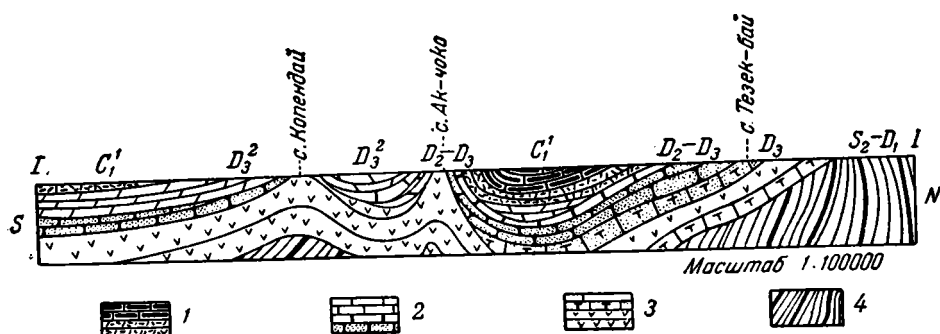


Фиг. 4. Тектоническая схема.

1 — оси антиклиналей Pz_1 ; 2 — предполагаемые оси антиклиналей Pz_1 ; 3 — оси антиклиналей Pz_1 ; 4 — оси синклиналей Pz_1 ; 5 — гранитные массивы.

Кайрактинская мульда располагается к северо-востоку от Бир-назар—Караганской антиклинальной зоны. Здесь мощность осадков верхнего готландия и нижнего девона достигает, по самым минимальным подсчетам, около 4000 м. Общая мощность вулканогенноосадочной толщи среднего-верхнего девона, известняков верхнего девона и вулканогенно-осадочной толщи нижнего карбона составляет около 1500 м. Из суммарной мощности в 5500 м на долю настоящих лав в Кайрактинской мульде приходится едва 500—600 м, около 700 м падает на известняки, остающиеся 4600 м составляют мощность кластических толщ (см. табл. 1).

В пределах Кайрактинской мульды выделяется несколько дополнительных структурных элементов. Мы имеем целый ряд антиклинальных поднятий, проходящих внутри мульды и подразделяющих ее на отдельные депрессии (фиг. 5).



Фиг. 5. Профиль Кайрактинской мульды.

1 — породы успенской свиты; 2 — известняки и песчаники фаменского яруса; 3 — эффузивы и пестроцветы девона; 4 — породы кайрактинской свиты

Сюда, в первую очередь, следует отнести поднятия сопот Копендай и Ак-чоко, разделяющие мульду на две части — восточную и западную, которые, соединяясь на севере, образуют форму подковы (см. геологическую карту Кайрактинской мульды). Наиболее глубокие части синклиналей отмечены выходами пород успенской серии (нижнего турне). Антиклинальные поднятия построены неодинаково. В одних случаях выходят в осевых частях складок эффузивные породы среднего-верхнего девона (складки Копендай и Итазу), на крыльях залегают известняки фаменского яруса или породы успенской серии. Имеются мелкие антиклинады, сложенные известняками фаменского яруса (фиг. 6).

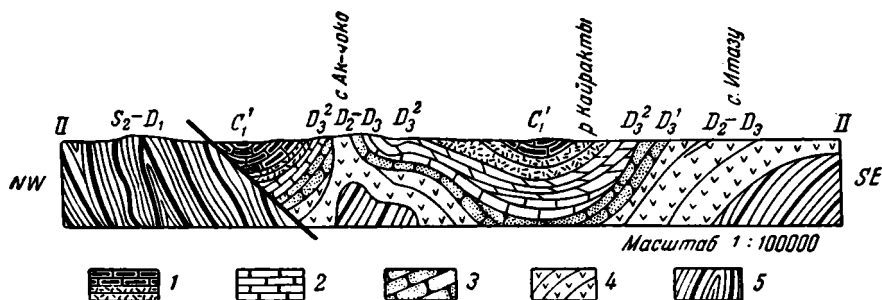
Комплекс пород готландия — нижнего девона, слагающий северо-западный и северо-восточный борты Кайрактинской мульды, дислоцирован значительно интенсивнее более молодых пород, заполняющих ее центральную часть. Породы кайрактинской свиты смяты в ряд узких, изоклинальных круто поставленных складок (углы падения достигают 60—80°), сжатых в крыльях; сложно гофрированных; часто наблюдается опрокидывание складок на север и северо-запад. Породы верхнего комплекса (пестроцветная свита среднего-верхнего девона, известняки фаменского яруса и успенская свита) дислоцированы слабее.

Они образуют короткие, более широкие складки с падением на крыльях от 15 до 45° и от 5 до 10° в сводовых частях.

Характер залегания отдельных горизонтов среднего палеозоя в разных частях мульды неодинаков. На крыльях антиклинальных поднятий

и в центральнональных замыканиях синклинальных складок перерывы в осадкообразовании и несогласия выражены значительно более резко, чем в глубоких частях синклиналей, где они почти не наблюдаются. Основное угловое несогласие, как уже отмечалось выше, наблюдается на границе ниже- и среднедевонских слоев. Известняки сульфидеро-вых слоев залегают несогласно и трансгрессивно на различных более древних горизонтах. Наконец третье и крупное несогласие здесь отмечается в основании нижнекаменноугольных отложений.

Интересно отметить, что описанные уже выше изменения фаций на коротком расстоянии, наблюдающиеся в пестроцветной толще и в сульфидеро-вых слоях, связаны с различными структурами. Так, кремнистые породы с фауной *Spirifer sulcifer* приурочены к антиклинальному поднятию в центре синклинали, фация климиевых известняков развита в



Фиг. 6. Профиль Кайрактинской мульды.

1 — породы успенской свиты; 2 — известняки Фаменского яруса; 3 — породы пестроцветной свиты девона; 4 — эффузивы девона; 5 — породы кайрактинской свиты.

более глубокой части синклинали. Мощные толщи обломочных пород пестроцветной свиты наблюдаются в более глубоких частях синклинали, между тем как вулканогенные фации — в антиклинальных поднятиях.

Успенско-Ортовская синклинальная зона представляет собой структуру неоднородного строения. По характеру дислокаций ее северо-восточная часть сильно отличается от юго-западной. На меридиане Успенского рудника эта зона имеет ширину около 8 км; на юго-запад она расширяется, достигая в районе Ортау в центральной части около 25—30 км, и сильно суживается на северо-восток, где в верховьях р. Джаксы-Сары-су ее ширина не превышает 2.5—3 км.

С юго-востока Успенско-Ортовская зона ограничена Бир-назар—Караганской полосой нижнепалеозойского комплекса, с северо-запада — такой же полосой, уходящей за пределы района.

Самые древние породы кайрактинской свиты, входящие в состав нижнепалеозойского основания синклинали, образуют узкие, сильно сжатые в крыльях складки, осложненные вторичной мелкой гофрировкой. Наблюдается опрокидывание складок на север и северо-запад.

Свита рассланцованных порфиров, являющаяся нижним членом разреза среднего палеозоя, отличается от вышележащих слоев по характеру дислоцированности метаморфизма, тяготея более к породам кайрактинской свиты. Массивные эффузивы, являясь породами компетентными, не дают сильно сжатых, острых складок, реагируя на давление скалыванием

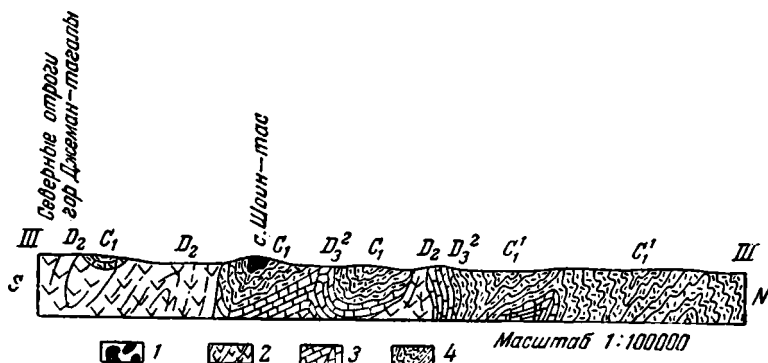
и дроблением. Слои собраны в ряд крупных круто поставленных складок, опрокинутых на север и северо-запад. Кливаж и сланцеватость развиваются в этих породах чрезвычайно интенсивно, накладывая особый отпечаток на весь их внешний облик. Дислокационный метаморфизм отражен в этих породах не в определенных линейно выраженных зонах, как указывает Русаков (Русаков, Ваганов и др., 1933), а повсеместно, имея всюду региональное значение. Между тем породы вышележащего комплекса в юго-западной части синклинали (Ортавской) дислоцированы слабее, чем в северо-восточной. Это обстоятельство позволяет нам подойти совсем по-иному к освещению вопроса об отсутствии или наличии поясов усиленного смятия и раздробления, протягиваемых Русаковым и Яговкиным в пределах Успенского района на десятки километров. Главная часть разломов и зон дробления, проводимых Русаковым и Яговкиным, имеет простирание, согласное с простиранием осадочных пород, и совпадает как раз с полосой развития рассланцованных порфиров. Эти породы, как указывалось уже выше, занимают вполне определенное место в стратиграфической последовательности, дислоцированность же их ничем принципиально не отличается от дислоцированности пород кайрактинской свиты.

Вышележащие толщи среднего палеозоя дислоцированы и метаморфизованы значительно слабее. Они дают более пологие, короткие складки, вытянутые в широтном и северо-восточном направлении. Оси складок погружаются по простиранию с переклиналным замыканием слоев. Правда, местами в пределах собственно Успенской мульды в этих породах можно наблюдать рассланцованность, но такие участки невелики, ширина их достигает нескольких десятков метров, протягиваются они на расстоянии не более 200—500 м. Верхние эффузивные толщи залегают несогласно на поверхности рассланцованных порфиров. Размеры несогласия определить трудно, так как часто мы имеем дело с первично-неслоистыми породами. Известняки фаменского яруса образуют короткие, узкие антиклинальные и синклинальные складки, вытянутые в направлении, близком к широтному, в Успенской мульде и в северо-западном направлении — в Ортавской мульде. В пределах Успенской мульды в известняках развивается сланцеватость, плоскости кливажа не совпадают с первичной слоистостью, они расположены под острым углом к слоистости параллельно осям складок. Вдоль этих плоскостей кливажа в складках близ замковой части наблюдаются вертикальные перемещения незначительной амплитуды (порядка 10—30 м), которые при дальнейшем сжатии складок могли бы развиваться в небольшие надвиги скалывания. Складки обычно опрокинуты на север и северо-запад.

Интересно отметить, что характер дислоцированности самых молодых слоев, образующих центральные части складок, а именно пород успенской свиты, отличается большей интенсивностью по сравнению с дислоцированностью нижележащих известняков и эффузивов. Очень сложная вторичная складчатость, дающая переметные пloyчатые и гофрированные острые складки, объясняется, повидимому, всецело некомпетентностью пород успенской свиты, представленных, главным образом, сланцами.

Как уже говорилось выше, Успенская мульда на меридиане Успенского рудника имеет незначительную ширину. Она расширяется к юго-западу, переходя по простиранию в Ортавскую мульду, достигающую в центральных частях ширины в 25—30 км. Строение этой структуры во многом отличается от строения Успенской мульды. В своей центральной части Ортавская мульда разбивается рядом мелких, довольно пологих брахиантиклинальных складок на отдельные мульды, имеющие разнообразную величину

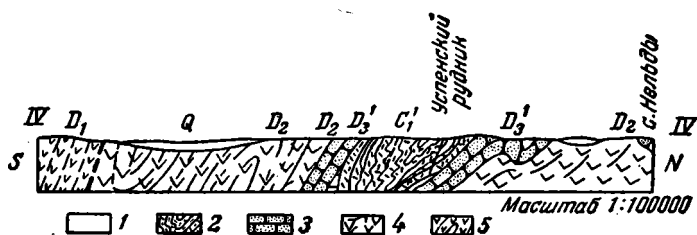
и форму. Антиклинальные складки вытянуты цепочкообразно, сохраняя в общем северо-восточное направление. Построены они неодинаково: в одних случаях их слагают породы эффузивного комплекса, в других случаях — известняки фаменского яруса. В последнем случае в ядрах антиклиналей, сложенных известняками, часто выходят эффузивные породы (фиг. 7, 8, 9).



Фиг. 7. Профиль Успенской мульды.

1 — железо-марганцовые образования; 2 — эффузивы девона; 3 — известняки фаменского яруса; 4 — породы успенской свиты.

Глубокие части депрессий заполнены породами успенской серии дислоцированными более интенсивно. Кроме основной, довольно пологой складчатости в этих слоях большую роль играют гофрировка и пloyчатость, развивающиеся на крыльях более крупных складок.



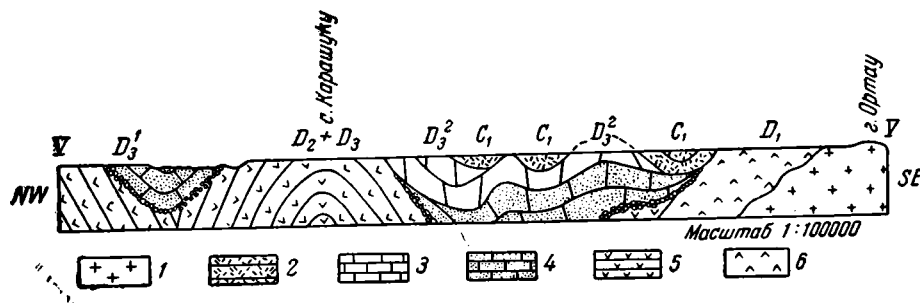
Фиг. 8. Профиль Успенской мульды.

1 — наносы; 2 — породы успенской свиты; 3 — пестроцветы девона; 4 — эффузивы среднего девона; 5 — эффузивы нижнего девона.

Угловые несогласия и трансгрессивные перекрытия особенно резко выражены в переклиналильной части мульды (к западу от сопки Джумайкарашук). Породы эффузивного комплекса залегают несогласно на более древних породах (нижнего палеозоя) и перекрываются в свою очередь известняками сульфидеровых слоев и породами успенской серии (фиг. 10).

Явления опрокидывания и смещения складок не отмечаются в пределах Ортавской мульды. Наблюдающиеся отличия в характере складчатости (более интенсивная дислоцированность и сжатость складок, их опрокидывание в одном направлении, развитие кливажа и т. д.) в Успенской мульде, по сравнению с Ортавской депрессией, объясняется скорее всего узостью синклиналильной зоны на северо-востоке, где она как бы зажата между двумя нижнепалеозойскими антиклиналями с севера и с юга. Здесь

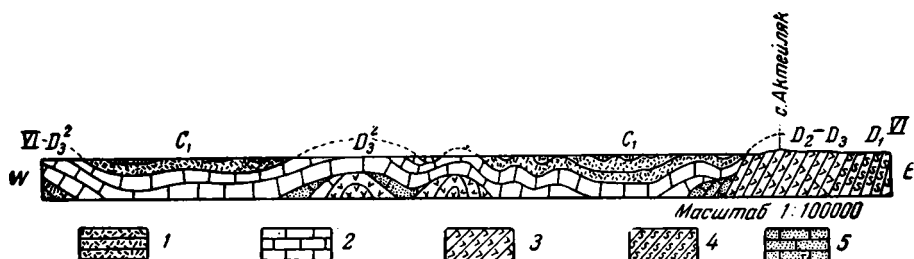
складки девона и карбона не могли так свободно развиваться, как на юго-западе, где древние антиклинальные складки расходятся пучком, окружая Ортавскую мульду.



Фиг. 9. Профиль Ортавской мульды.

1 — граниты; 2 — породы успенской свиты; 3 — известняки фаменского яруса; 4 — пестроцветы девона; 5 — альбитофиры девона; 6 — порфиры девона

Талды-эспинская мульда располагается у соединения двух антиклинальных зон: Бир-назар—Караганской и Ортау—Кос-мурунской. В строении этой мульды участвуют породы нижнего, среднего и верхнего девона и нижнего карбона, которые образуют узкие, сильно сжатые в крыльях, опро-



Фиг. 10. Профиль Ортавской мульды.

1 — породы успенской свиты; 2 — известняки фаменского яруса; 3 — альбитофиры девона; 4 — порфиры девона; 5 — пестроцветы девона.

кинутые на запад антиклинальные складки, разделенные узкими синклиналиями. Сравнительно небольшие мощности осадочных пород, неполнота разрезов, наличие больших перерывов и несогласий — вот что характеризует эту структуру. Перерыв в отложении осадков здесь достигает значительного интервала; так, например, на эффузивном комплексе нижнего девона залегает трансгрессивно осадочная толща визе (?). По форме складок и интенсивности дислокаций, большому количеству перерывов данная структура ближе всего напоминает Успенскую мульду. Но отложения успенской серии мы здесь не знаем. Самыми молодыми породами являются осадочные породы визейского яруса (?), которые залегают в более глубокой части мульды, от которой в результате дизъюнктивных нарушений сохранилась только часть восточного крыла, образующая как бы клин среди эффузивной толщи нижнего девона.

Вообще дизъюнктивные нарушения в Талды-эспинской мульде проявлены в достаточной степени резко. Но мы не будем останавливаться на их природе, так как это не входит в задачу нашего исследования.

Как говорилось уже выше, в главе II, девонские отложения Талды-эспинской мульды отличаются чрезвычайно сильной фациальной изменчивостью. При большой пестроте разрезов, в которых наблюдается переслаивание нормально осадочных, туфогенных и эффузивных пород, все же можно подметить известную закономерность в фациальной изменчивости. Количество осадочных и туфогенных пород резко возрастает от антиклинальных поднятий к синклиналям. В целом же для этой структуры характерен как бы переходный тип осадков, в которых вулканогенная и осадочная фации играют равные роли.

Беркутинская мульда. В строении этой структуры, расположенной к югу от Бир-назар—Караганской антиклинальной зоны, принимает участие мощная толща преимущественно осадочных пород, начиная от верхов готландия до верхнего девона, которая, вероятно, залегает, как указывалось уже выше, непосредственно на докембрии (?).

В северном и юго-восточном бортах Беркутинской синклинали выходят породы кайрактинской свиты (S_2-D_1), образующие узкие, сильно сжатые в крыльях складки, местами опрокинутые на север. Дислокации в кайрактинской свите Беркутинской мульды имеют тот же характер, что и в районах Кайракты и Успенского рудника. Видимая мощность этой толщи около 800 м. Залегающая выше свита рассланцованных порфиров (мощность около 400 м), как указывалось уже выше, связана постепенным переходом с кайрактинской свитой и дислоцирована столь же интенсивно. Выше с угловым несогласием и трансгрессивно залегает пестроцветная свита, мощность которой в глубоких частях мульды составляет около 2000 м. Характер структур в пестроцветной свите уже иной. Породы пестроцветной свиты образуют короткие брахиантиклинальные и синклинальные складки с частым погружением осей. Ряд антиклинальных поднятий располагается в средней части Беркутинской синклинали, как бы подразделяя ее на две ветви — северную и южную.

Общая мощность осадочных и вулканогенных пород, слагающих Беркутинскую мульду, составляет около 3500 м, из них на долю последних приходится едва 500—600 м. В разрезах преобладают породы осадочные и туфогенно-осадочные. Разрез отличается большой полнотой, здесь мы имеем фаунистически охарактеризованные отложения нижнего, среднего и верхнего девона. Единственный перерыв в осадконакоплении, который нам удалось наблюдать, приурочен к основанию среднего девона. Правда, мы не можем с достаточной уверенностью отрицать наличие перерывов в вышележащих слоях, так как эта толща отличается чрезвычайной пестротой состава и быстрой сменой фаций как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении и содержит мощные пачки конгломератов в различных горизонтах.

Интересно отметить, что смена фаций в пестроцветной свите приурочена к определенным элементам структуры. Эффузивные породы слагают антиклинальные поднятия, на крыльях которых наблюдается чередование грубообломочных пород с прослоями лав. Далее, по мере движения к глубоким частям мульды, обломочный материал становится более тонким.

Значительная мощность осадочных пород, непрерывность и полнота разреза, довольно спокойная складчатость в породах среднего палеозоя, — все эти черты сближают данную структуру с Кайрактинской мульдой. Но Беркутинский прогиб мог образоваться в значительно более позднюю эпоху, чем Кайрактинская мульда, на что указывает незначительная мощность осадков нижнего палеозоя или даже их отсутствие.

Киикская мульда слагается средне-верхнедевонскими и нижнекаменноугольными осадками. Более древние отложения в пределах этой струк-

туры неизвестны, за исключением отложений, возраст которых не может быть точно установлен, выходящих в северо-западном борте мульды, которым мы условно даем индекс S_2-D_1 . Отсутствие отложений нижнего палеозоя в ближайших районах, а также то обстоятельство, что непосредственно к западу и юго-востоку от Киикской мульды известны выходы пород докембрия, дают основание думать, что отложения нижнего палеозоя в Киикской мульде мы не найдем и на глубине и что среднепалеозойский комплекс залегает здесь непосредственно на докембрийском фундаменте.

Киикская мульда представляет собой сложно дислоцированную структуру. Ряд вытянутых в широтном направлении антиклинальных складок расчленяет ее на несколько частей разнообразной величины и формы. Все складки сильно сжаты, местами наблюдаются опрокидывания их на юг и вертикальные перемещения довольно значительной амплитуды. Вулканогенно-осадочная толща среднего-верхнего девона, слагающая основание прогиба, как уже отмечалось выше, имеет большое сходство с пестроцветной свитой Беркутинской мульды. Отличием является развитие здесь мощных осадков в известняковой фации.

Из приведенного морфологического описания структур и анализа изменений ясно вытекают принципиальные различия в их строении, дающие основания делать определенные выводы в отношении истории их развития.

Антиклинальные зоны, сложенные, главным образом, породами докембрия и нижнего палеозоя, были в основном сформированы еще в додевонское время. В последующие эпохи они могли претерпеть, возможно, лишь вторичные осложнения, связанные с последующими тектоническими процессами и выразившиеся как в пликативных, так и в дизъюнктивных дислокациях.

Совсем иной характер имеют зоны прогибов. Последние, как выяснилось из изложенного выше, далеко не равноценны, отличаясь по составу и мощности осадков и по форме их структур.

Еще в 1936—1937 гг. Н. С. Шатским и другими работниками Центрально-Казахстанской экспедиции Академии Наук (Шатский, 1938) было установлено, что можно выделить два типа прогибов, выполненных отложениями девона и нижнего карбона, которые отличаются своим сложением относительно структур нижнего палеозоя. Так, одни развивались близко к осевой части антиклинальной зоны, другие, напротив, закладывались в ранее сформированных и сопряженных с антиклинальными зонами прогибах. Первые получили у работников Центрально-Казахстанской экспедиции название «наложенных мульд», вторые — «унаследованных мульд».

Для унаследованных мульд характерна большая мощность осадков, полнота разрезов и менее четкое выражение, а в некоторых случаях отсутствие перерывов и несогласий между отдельными горизонтами. Унаследованные мульды тесно связаны со структурами среднего и нижнего девона и в ряде случаев готландия, т. е. они представляют девонскую и нижнекаменноугольную стадию длительного процесса прогибания, начавшегося в нижнем палеозое.

В наложенных мульдах при меньшей мощности осадков часто происходит выпадение нескольких членов разреза на очень коротком расстоянии. Перерывы и несогласия выражены во много раз резче. Трансгрессивные перекрытия отдельных горизонтов достигают значительной амплитуды.

Понятие об унаследованности и наложении структур было бы очень нечетким, если в него не вкладывать возрастного различия. В одних случаях процесс прогибания, начавшийся в нижнем палеозое, непрерывно продолжается в девоне и в нижнем карбоне. Ярким примером такой струк-

туры является Кайрактинская мульда. В других случаях прогибание могло начаться уже в девоне и продолжаться без перерывов в последующее время. К таким структурам мы относим Беркутинскую мульду, где мощность отложений нижнего палеозоя очень невелика, местами они отсутствуют вовсе, а состав пестроцветной толщи не вызывает сомнений в том, что она произошла за счет длительного размывания и переотложения эффузивных покровов окраин прогиба, формировавшегося частью одновременно с их излиянием.

Что касается Успенско-Ортавской синклинальной зоны, то строение ее неоднородно. Юго-западная часть ее, собственно Ортавская мульда, представляет собой «унаследованную структуру», образовавшуюся в расщепе расходящегося пучка нижнепалеозойских складок. Время ее образования может относиться к концу готландия — началу девона. Более точно определить начало процесса прогибания трудно, так как основание прогиба слагают эффузивные толщи. Собственно Успенская мульда сильно отличается и по характеру и мощности осадков и по форме структур, она как бы зажата между нижнепалеозойскими антиклиналями в зоне их максимального сближения. Отсюда становятся понятны большая сжатость складок среднего палеозоя, их опрокидывание на север, развитие кливажа и т. д. Здесь складки девона и нижнего карбона не могли так свободно развиваться, как в пределах Ортавской мульды. По своему положению близ осевой части антиклинальной структуры Успенская мульда может относиться к типу «наложенных» структур и была заложена, повидимому, позднее, чем юго-западная часть прогиба. Возможно, что здесь мы имеем дело с так называемой «миграцией прогиба» в антиклинальную зону, явлением, которое считается Н. С. Шатским (1938) весьма закономерным для палеозойских прогибов Центрального Казахстана.

К типу «наложенных» относятся также чрезвычайно сходные по своей структуре с Успенской мульдой — Талды-эспинская мульда и Киикская мульда. Талды-эспинская мульда является аналогом Успенской мульды по характеру фаций, отличается также большими перерывами в осадконакоплении и имеет тот же характер дислокаций. Эта структура расположена также близко от оси антиклинальной зоны, даже, правильнее говоря, в пределах антиклинальной зоны. У той и другой структуры, несомненно, имеется нижнепалеозойский фундамент, на котором девонские и нижнекаменноугольные слои залегают резко несогласно. Время образования этого прогиба, вероятно, — нижний-средний девон. В конце девона Талды-эспинский прогиб, повидимому, сообщался с Беркутинской мульдой. Отсюда происходит близкий характер фаций и общность фаунистических комплексов. Самой молодой из описанных структур является Киикская мульда. При наличии всех признаков, характеризующих наложенную структуру, Киикская мульда отличается от Успенской и Талды-эспинской депрессией отсутствием нижнепалеозойского фундамента (так же как и Беркутинская мульда). Среднедевонские (?), верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения, вероятно, залегают здесь непосредственно на докембрийском основании. Процесс прогибания этого участка мог начаться значительно позднее, т. е. уже в конце девона.

Заложение южных прогибов на жестком докембрийском основании возможно было связано с расколами, на что может указывать характер складчатости и обилие дизъюнктивных нарушений в Киикской мульде.

Выше были приведены многочисленные примеры изменений фаций как в пределах одной структуры, так и при переходе от одной структуры к другой. В антиклинальных зонах, зонах высокого залегания нижнепалеозойского комплекса мы встречаем в среднем палеозое мощные покровы

лав, преимущественно кислого состава (горы Джексы-тагалы, Джиланды, Ортау). Наоборот, в областях прогибов, там, где нижнепалеозойский фундамент погружается на глубину или отсутствует, в среднем палеозое отлагаются мощные толщи туфогенно-осадочных пород (Кайрактинская мульда, Беркутинская мульда). Существуют и промежуточные области, где наблюдаются переслаивание лав и осадочных пород и постепенные переходы между ними. В пределах антиклинальных структур, как уже указывалось выше, выходы кислых эффузивных пород связаны с антиклинальными поднятиями.

Перерывы и несогласные налегания, которые особенно четко фиксируются у антиклинальных поднятий, могут свидетельствовать о том, что формирование среднепалеозойских антиклинальных структур шло в течение довольно длительного промежутка времени и параллельно отложению осадков.

Выше мы пытались доказать, что вулканическая деятельность в среднем палеозое в одних районах была синхронична накоплению туфогенно-осадочных толщ в других районах. Приуроченность этих фаций к различным структурным элементам показывает, что формирование среднепалеозойских структур было неразрывно связано с процессом осадкообразования и вулканической деятельностью.

VI. АНАЛИЗ ФАЦИЙ ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ (ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ)

Анализ стратиграфических взаимоотношений и фаций, а также тектонических структур района позволяет подойти к восстановлению картины его прошлого. Занимаясь в основном изучением стратиграфии и фаций отложений девона и нижнего карбона, мы, естественно, можем проследить историческое развитие наиболее полно именно в эти эпохи. Но рассматривать геологическую историю района в девоне и нижнем карбоне оторванно от его предшествующей истории было бы неправильно. Процессы осадкообразования и формирования тектонических структур в среднем палеозое находятся в преемственной связи с теми же процессами, происходившими в нижнем палеозое. Движения земной коры, происходившие в конце нижнего палеозоя, выразились в поднятии и осушении одних областей и погружении других. Создавшиеся области денудации в отдельных участках продолжают свое существование и в последующие эпохи.

Отсутствие отложений ордовика и большей части готландия в южной половине района говорит о том, что в это время вся данная область представляла область сноса. Докембрийский фундамент здесь, повидимому, залегает неглубоко, выходы его известны в горах Алабас и Суран. Как уже отмечалось выше, в гальке базального конгломерата готландия в долине Талды-эспе встречены кристаллические сланцы докембрия (фиг. 11).

Учитывая эти данные, можно полагать, что в конце ордовика область, сложенная метаморфическими породами докембрия, была приподнята и подвергалась интенсивной денудации. Осадки ордовика, если они здесь и отлагались, были вероятно смыты. Одновременно в северной половине района сносимый материал отлагался в виде мощных кластических осадков верхних горизонтов эффузивно-яшмо-песчаниковой свиты ордовика и конгломератово-песчаниковой свиты низов готландия. Мощные толщи базальных конгломератов готландия, залегающие в долине Талды-эспе, указывают на то, что в середине готландия здесь происходили какие-то крупные движения земной коры.

То обстоятельство, что тонкообломочные отложения кайрактинской свиты (S_2-D_1) слагают южный борт Беркутинской мульды, может указывать на то, что в конце готландия этот участок уже начинает испытывать погружение. Область сноса, откуда мог приноситься обломочный материал, повидимому, продолжала существовать в районе гор Кос-мурун и южного окончания гор Ортау. Как видно из прилагаемой схемы (фиг. 12), приподнятой могла оставаться также гряда Бир-назар — Кызыл-караган, откуда поставлялся материал в Кайрактинскую мульду.

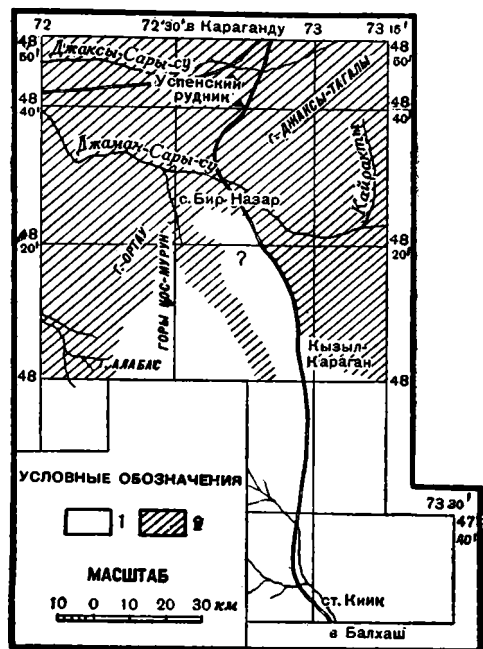
Отсутствие какого то ни было вулканогенного материала в отложениях готландия указывает на то, что в это время в данном районе вулканическая деятельность островов могла возникнуть уже в нижнем девоне на севере в районе гор Джексы-тагалы, сложенных эффузивными покровами кислого состава, часть которых имеет характер наземных излияний.

Излияния начинались вероятно лавами андезито-базальтового состава, которые в силу своей подвижности растекались на большие расстояния. Корней этих излияний мы не знаем в горах Джексы-тагалы, так как они скрыты под мощным покровом излившихся в более позднее время кислых лав, которые, обладая значительной вязкостью, здесь и локализовались. Представителей этих более ранних излияний андезито-базальтовой магмы мы находим в виде пластовых залежей диабазов и диабазпорфиров в верхней части мощной толщи кластических осадков, заполняющих Кайрактинскую мульду.

Примеры таких излияний базальтовой магмы, которые фиксируются в геосинклинальных прогибах, мы знаем как в Казахстане, так и в других геосинклинальных областях.

Осадки, которые отлагались всюду в нижнем девоне, отличаются тонкотонученным материалом с хорошей сортировкой (сланцы, мелкозернистые песчаники кайрактинской свиты). Это указывает на то, что приподнятые участки к этому времени были уже в достаточной степени сnivelированы и отсюда уже не мог сноситься крупнообломочный материал.

Район Сары-су — Моинтинского водораздела был захвачен трансгрессией, начавшейся в конце готландия и достигшей своего максимума в нижнем девоне. Морской бассейн в кобенцкое время имел весьма широкое распространение на север и на юго-восток. На это указывает аналогичный характер фауны в районе восточного Прибалхашья, в Беркутинском районе и, возможно, на южной окраине Карагандинского бассейна, где найдена кобенцкая фауна довольно плохой сохранности. Во всяком случае,



Фиг. 11. Карты областей денудации и накопления осадков (конец ордовика — начало готландия).

1—области денудации;
2—области накопления осадков.

пролив, соединявший бассейн, покрывавший район Сары-су — Моинтинского водораздела, с морем восточного Прибалхашья, несомненно существовал в кобленцкое время.

В начале среднего девона картина совершенно изменяется. На юге и юго-востоке в пределах Кайрактинского и Беркутинского районов в течение всего среднего девона и в начале верхнего девона продолжают отлагаться кластические толщи, местами с морской фауной. В то же самое время на севере и северо-западе в районе гор Джексы-тагалы, Успенского рудника и гор Джиланды и Ортау происходят мощные излияния лав андезитового и липаритового состава (фиг. 13).

Состав вулканогенных толщ указывает на преобладающую роль излияний наземного типа. Только в верхних частях разреза эффузивной толщи среднего-верхнего девона появляются прослои разнообразных туфов и крупнообломочного материала, подвергнувшегося в той или иной степени водной обработке.

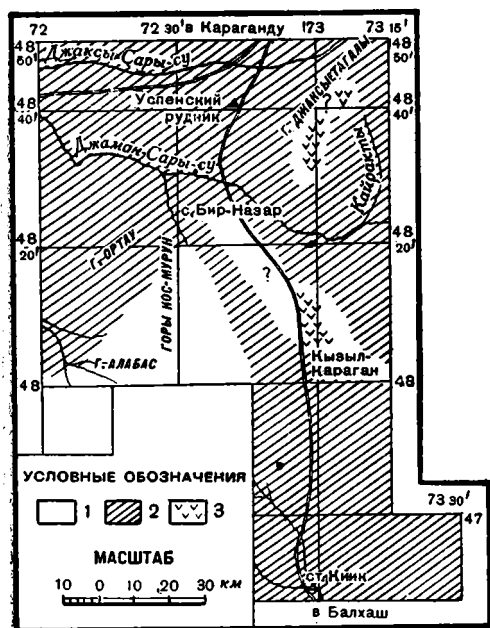
Сравнивая характер обломочного материала в кайрактинской и в пестроцветной свите, мы можем наблюдать в последней увеличение и преобладание количества обломков кислых эффузивных пород, так же как и резкое увеличение размеров обломков и появление мощных прослоев конгломератов как в основании свиты, так и в ее более высоких горизонтах.

Это указывает на оживление эрозионной деятельности, которое может быть связано с поднятиями областей денудации. Естественно встает вопрос о том, откуда шел снос обломочного материала.

На этот вопрос может дать ответ состав обломочного материала. Как показало петрографическое изучение, и крупные валуны и мельчайшие обломки

эффузивных пород в пестроцветной свите Беркутинского района и района р. Кайракты представляют полную аналогию с породами эффузивного комплекса районов Ортау, Джексы-тагалы и Успенского рудника. Таким образом материал мог приноситься, главным образом, с севера и с северо-запада, из областей испытывавших, повидимому, в это время поднятия. Конечно, это не исключает возможности сноса материала с возникающих местных поднятий (как, например, поднятия Итазу—Тезек-бай в Кайрактинской мульде).

Пестрота литологического состава, разнообразная величина обломков, различная степень окатанности и сортировки материала, неравномерное содержание карбоната в цементе, различные типы слоистости, присутствие в одних разрезах прослоев известняков с морской фауной, а в близлежащих



Фиг. 12. Карта областей денудации и накопления осадков (конец готландия — кобленцкий век).

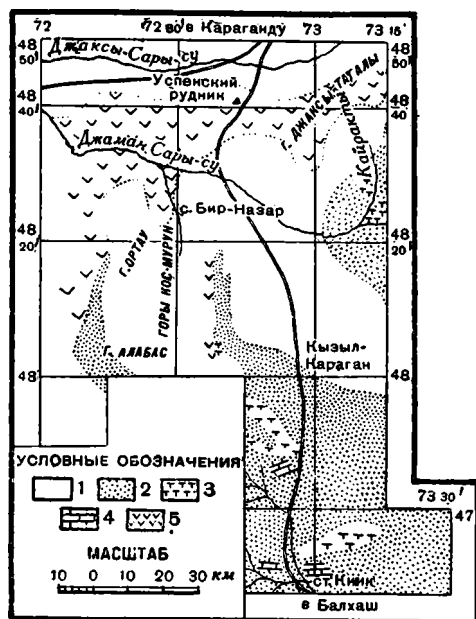
- 1 — области денудации; 2 — области накопления преимущественно в тонкообломочной фации;
- 3 — области очагов вулканической деятельности.

разрезах растительных остатков — все эти черты, характеризующие отложения пестроцветной свиты, могут говорить об образовании этих толщ в мелководных бассейнах и в прибрежных зонах или устьевых частях крупных горных рек. Такие реки, текущие с севера из областей молодого горного рельефа, созданного поднятиями и оживленной вулканической деятельностью, могли поставлять колоссальное количество обломочного материала (фиг. 13).

То обстоятельство, что в верхней части эффузивного комплекса в районах Ортау и Успенского рудника появляются довольно мощные пачки агломератов, конгломератов, туфов и т. д., имеющих незначительные протяжения по простиранию, указывает на то, что на севере в это время могли возникать небольшие континентальные прогибы, в которых одновременно с излиянием лав накапливался обломочный материал.

Всюду, где пестроцветная толща залегает на породах эффузивного комплекса или непосредственно на породах нижнего палеозоя, можно наблюдать угловые несогласия и трансгрессивные перекрытия отдельных горизонтов. Это указывает на поднятия и длительный размыв, предшествовавшие отложению пестроцветной свиты. Наличие нескольких горизонтов конгломератов, непостоянство мощностей, частая смена грубообломочных фаций мелкообломочными отложениями и известняками внутри самой свиты, появление прослоев лав, — все это говорит о том, что колебательные движения, которые мы не можем, к сожалению, фиксировать точно, продолжались в течение всей этой эпохи. Здесь вероятно периодически возникали и вновь погружались под уровень моря вулканические острова, давая новый приток обломочного материала. Эти поднятия возникали на юге и на юго-востоке на фоне общего погружения этой области. На севере в это время в результате колебательных движений могли создаваться небольшие замкнутые депрессии, о которых говорилось выше.

Средний девон и начало верхнего девона во всем Центральном Казахстане характеризуются максимальным сокращением морской трансгрессии и накоплением мощных континентальных толщ (Водорезов, Кассин и др., 1933; Кассин, 1931₁; 1931₄; Старостина и др., 1941); пестрота и непостоянство фаций, столь характерные для этих отложений, вызваны, по-видимому, частыми колебаниями земной коры, происходившими в эту эпоху. Вместе с тем данный отрезок времени является эпохой интен-



Фиг. 13. Карта областей денудации и накопления осадков в девоне (средний девон—франкий век).

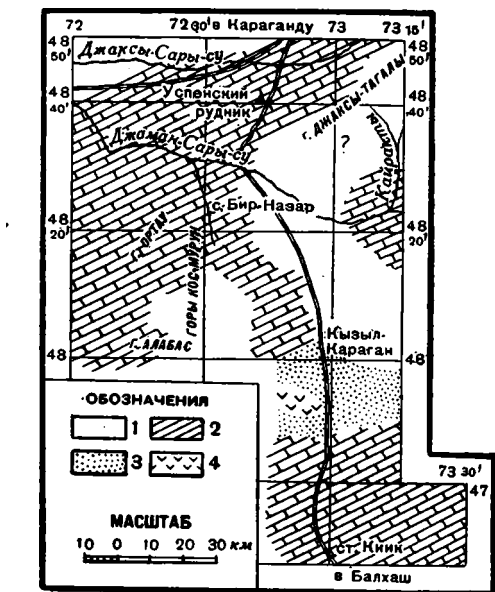
1 — области денудации; 2 — области накопления осадков в обломочной фации; 3 — то же, в вулканогенной фации; 4 — то же, в карбонатной фации; 5 — области очагов вулканической деятельности.

сивнейшей эффузивной деятельности с преобладающим излиянием лав липаритового и трахилипаритового состава. Это лавы, пересыщенные кремневой кислотой, содержащие свободный кварц.

Для нижнего девона характерны, наоборот, лавы андезито-базальтового и андезитового состава; кислые лавы появляются уже в конце нижнего девона и имеют подчиненное значение. Вулканизм нижнего девона, как считает и В. С. Коптев-Дворников (1940), имеет отчетливый подводный характер и связан с длительным погружением страны. Коптев-Дворников полагает, что среднедевонский этап эффузивной деятельности проходит вероятно на фоне положительных движений, вызвавших общее поднятие страны (1940). Таким образом он также приурочивает эффузивную деятельность в среднем девоне к областям поднятий и отмечает в излияниях преобладание лав кислого состава.

Как уже отмечалось нами выше, фаменский ярус верхнего девона почти повсеместно на Сарысу — Мойнтинском водоразделе представлен в известняковой фации и очень полно охарактеризован фаунистически. Такое развитие органической жизни указывает на благоприятные условия открытого моря, которые непрерывно существовали довольно продолжительное время.

Между обломочными толщами франского яруса (?) и нижними горизонтами фаменского яруса наблюдаются постепенные переходы (Кайрактинская мульда). Известняки нижних горизонтов содержат еще много мелкого обломочного и туфогенного материала. Более высокие горизонты уже представлены чистыми известняками. Известняки фаменского яруса мы встречали как в синклинальных, так и в антиклинальных зонах (фиг. 14).



Фиг. 14. Карта областей денудации и накопления осадков в девоне (фаменский век).

1 — области денудации; 2 — области накопления осадков в карбонатной фации; 3 — то же, в обломочной фации; 4 — области очагов вулканической деятельности.

Развитие трансгрессии фаменского моря шло постепенно и охватывало большую площадь. Эти области не затоплялись уже со времени кобленцкого моря. Трансгрессия сопровождалась, безусловно, местными поднятиями. Однако, создавали ли эти поднятия области суши или вызывали только колебания дна, на этот вопрос трудно дать определенный ответ. Мы можем только определенно утверждать, что значительные положительные движения происходили перед отложением светлых известняков с фауной климений, которые залегают трансгрессивно на темных известняках мейстеровских слоев и перекрывают последние, переходя на более древние свиты.

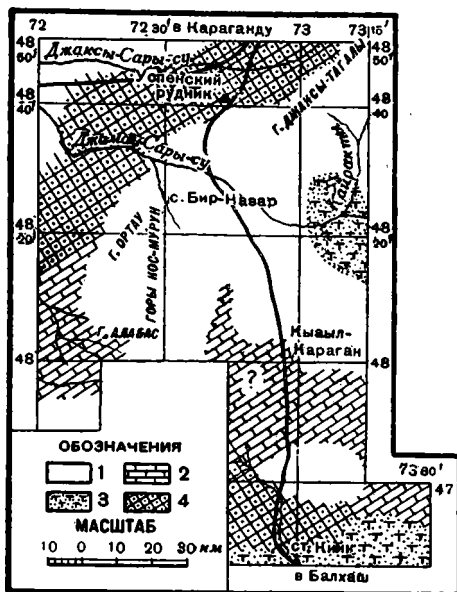
В горизонте светлых известняков мы отмечали неоднократно присутствие внутриформационной гальки светлого известняка, что также указывает на колебания морского дна. Во всяком случае, больших площадей суши, как правило, не возникало, ибо в противном случае последующий раз-

мыв повлек бы за собой обогащение соответствующего горизонта терригенными породами.

Единственным местом, где можно с большей долей уверенности предполагать возникновение приподнятого участка такого рода, является район на юго-восточном склоне гор Кос-мурун, где известняки с фауной сульфидеровых слоев переслаиваются с туфогенно-обломочными породами и лавами. Правда, излияния носили главным образом подводный характер. Центры излияний находились вероятно где-то недалеко (фиг. 14).

Вулканическая деятельность в течение всего времени отложения темных известняков не прекращалась, на что указывает периодическое поступление туфогенного материала. Может создаться впечатление, что вулканическая деятельность затухала во время отложения светлых известняков. Но это было бы слишком поспешным выводом, так как на юге и на юго-востоке, за пределами района, известны излияния лав и в конце фаменского века. Повидимому, в этот период вулканическая деятельность локализовалась в более южных районах и принос пирокластического материала не достигал глубоких частей бассейна, где отлагались светлые известняки. Вопрос, существовала ли область сноса в районах гор Джексытагалы, Бир-назар и др., как мы показываем на прилагаемой схеме (фиг. 14), можно считать открытым. Единственным доводом в пользу выделения этой области служит отсутствие отложений фаменского яруса в данных районах. Может быть они не образовались там вовсе, но не менее вероятно, что они были уничтожены последующим размывом. Существование области сноса в районе гор Кос-мурун является более вероятным, на что указывает наличие кластического материала в отложениях фаменского яруса юго-восточного склона.

В конце фаменского века трансгрессия идет на убыль. В гальке базального конгломерата в основании нижнетурнейских отложений, которые залегают трансгрессивно на эффузивах D_2-D_3 , мы находим как известняки фаменского яруса, так и эффузивные породы среднего-верхнего девона. Это указывает на то, что на границе фаменского и турнейского веков происходили довольно значительные поднятия с последующим размывом, который зашел довольно глубоко, если были смыты фаменские известняки. Наличие размыва на границе фаменского и турнейского веков в районе Сары-су — Моинтинского водораздела доказывается повсеместно трансгрессивным налеганием нижнетурнейских отложений на более низкие горизонты. Большое количество обломочного материала в нижнетурней-



Фиг. 15. Карта областей денудации и накопления осадков в карбоне (первая половина турнейского века).

1 — области денудации; 2 — области накопления осадков в карбонатной фации; 3 — то же, в обломочно-вулканогенной фации; 4 — то же, в обломочно-кремнистой фации.

ских отложениях (успенская серия) говорит о том, что в это время подверглись размыву значительные участки. Были ли это устойчивые участки суши или области, покрывавшиеся время от времени морем, сказать трудно. Мы имеем здесь дело с теми же областями, которые испытывают тенденцию к поднятию с начала среднего палеозоя. Новый приподнятый участок намечается на юге в районе гор Аксоран-Акджальских, откуда сносился обломочный материал в Кийскую мульду (фиг. 15).

Как уже неоднократно нами упоминалось выше, литологический состав нижнетурнейских отложений отличается большой фациальной изменчивостью. В Успенско-Ортавской синклинали они представлены преимущественно обломочно-кремнистыми породами (песчаниками, сланцами, туффитами, силесцитами), подчиненное значение имеют известняки. В Кайрактинской мульде большую роль играют грубообломочные туфогенные и кремнистые породы с прослоями лав. Известняки также имеют подчиненное значение. В Талды-эспинской и Беркутинской депрессиях развиты преимущественно известняки. В Кийской мульде преобладают кремнистые и туфогенно-обломочные породы, известняки играют незначительную роль (см. фиг. 15).

Тип нижнетурнейских осадков Кайрактинской мульды, наиболее хорошо изученных, ясно говорит о предшествовавшем размыве и оживлении вулканической деятельности, которая во время отложения нижнего горизонта изменила весь режим бассейна, что отразилось на характере седиментации и биоценоза (исчезновение брахиопод, климений, кораллов, мшанок, господствовавших в фаменское время, и появление бедной пелециподовой фауны). В дальнейшем происходит установление прежних условий, возобновление отложений известняков и появление вновь фауны открытого моря. Аналогичный характер имеют осадки, отлагавшиеся в это время в Кийской мульде.

Наличие перемытого туфового материала, безусловно, наблюдается в осадках успенской серии Успенско-Ортавской зоны.

Приведенные выше примеры одновременного отложения кремнезема и вулканогенного материала и замещения по простиранию толщ туфогенно-осадочных с большим количеством кремнистых пород толщами существенно эффузивными (в более южных районах) указывают на то, что существовавшие благоприятные условия для отложения мощных кремнистых осадков могли находиться в прямой связи с вулканической деятельностью, являвшейся источником повышенного содержания кремнезема в морской воде. Главные очаги вулканической деятельности нужно искать на юге и на востоке, уже за пределами данного района (северное и северо-восточное Прибалхашье). Вулканогенный материал поступал непосредственно как в Кийскую, так и в Кайрактинскую мульды. Сообщения с более северо-западными районами (Успенско-Ортавская зона) в нижнетурнейское время, по видимому, не было. На это указывает отсутствие свежего вулканического материала в отложениях успенской серии. Перемытый туфовый материал мог поступать сюда с юга, но уже окружным путем. Препятствием для непосредственного сообщения между упомянутыми зонами в нижнетурнейское время могла являться только значительная область поднятий, располагавшаяся в районе гор Ортау, Кос-мурун, Джаксы-тагалы и др. Большое значение грубокластических осадков в нижнем турне к северо-западу и к востоку от этих районов (Кайрактинская мульда, Успенская зона) и наличие чистой известняковой фации на юге (Талды-эспинская, Беркутинская мульды) говорят о различном характере рельефа в пределах области сноса. На северо-западе и на востоке вероятно существовал горный рельеф, откуда мог сноситься в большом количестве кластический материал,

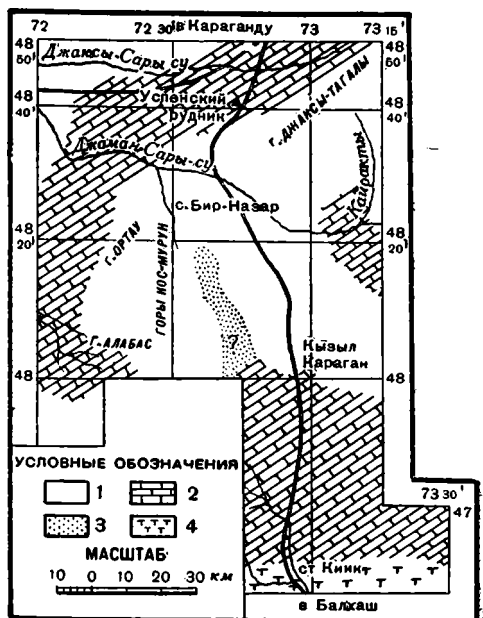
на юге же в это время была уже достаточно снивелированная плоская страна, откуда практически кластический материал уже не сносился.

В верхних горизонтах нижнетурнейских отложений повсеместно появляются прослой известняков (Кайрактинская мульда). Повидимому, в это время снос обломочного материала прекращается, никаких крупных положительных движений не происходит, вулканическая деятельность как бы замирает.

Верхнетурнейских отложений в ряде участков мы не знаем вовсе (Кайрактинская мульда, Ортавская мульда), в других местах они представлены в нижней своей части известняками (Успенская мульда, возможно Беркутинская мульда) и, наконец, известняками и туфогенно-обломочными и кремнистыми породами (Киикская мульда) (см. фиг. 16). Часть кремнистых пород представляла собой, по всей вероятности, первичноизвестковый осадок, подвергшийся затем окремнению. Такие породы в верхнем турне известны и в других районах (северное Прибалхашье, Улутавский район и др.), по типу осадков и фауне они представляют отложения открытого моря.

В районе р. Талды-эспе к верхам турне и к началу визе приурочены, повидимому, осадки лагуно-эстуарного типа с растительными остатками и с углями. Таким образом конец турнейского века ознаменовывается новой тенденцией к погружению данного района. Во всяком случае на юге область сноса, продолжавшая свое существование в это время, представляла вероятно низменную и болотистую равнину, неоднократно заливаемую морем, образующим лагуны, в которых могли начаться процессы углеобразования.

Для ряда южных и западных районов Центрального Казахстана конец турнейского века вообще характеризуется максимумом морской трансгрессии. Об этом мы можем судить по общности в характере фауны, которая могла свободно мигрировать на большие расстояния. Как уже говорилось выше, фауна брахиопод и мшанок, так называемых «русаковских слоев» которая получила широкое распространение в районах Улутавском, Тениз-Кургадджинской впадины (Меркулов и Репкина, 1938), Голодной степи (Архангельская и др., 1948), и Прибалхашья (Вахрамеев, 1941; Сергиевский и Русаков, 1941₂), принадлежит к одной зоогеографической провинции. На это указывает также общий тип осадков, необычайно широкое распространение всевозможных кремнистых пород, приуроченных только к данному горизонту.



Фиг. 16. Карта областей денудации и накопления осадков в карбоне (вторая половина турнейского века):

1 — области денудации; 2 — области накопления осадков в карбонатной фации; 3 — то же, в обломочной фации; 4 — то же, в вулканогенной фации.

Можно думать, что здесь существовал в конце турнейского века единый бассейн с одинаковыми условиями морской среды¹ и однообразной органической жизнью. Этот бассейн на западе и юго-западе располагался на месте прогиба, представленного Джезказганской впадиной и депрессией Голодной степи. Соединение этих прогибов в среднем палеозое доказывает Д. Г. Сапожниковым. На юге этот прогиб, повидимому, соединялся с синклинальной зоной восточного Прибалхашья.

Несогласное налегание в районе Кийкской мульды самой верхней эффузивной толщи, которую мы относим к визейскому ярусу, на более древние горизонты и наличие конгломератов в основании этой толщи в более южных районах указывают на поднятия, происходившие, повидимому, в начале визе.

Вулканическая деятельность в это время вновь заметно оживляется, о чем говорят мощные покровы лав, венчающие разрез нижнего карбона Кийкской мульды. Главные очаги вулканической деятельности располагались южнее. Излияния происходили из очагов центрального типа и имели характер как наземных, так и подводных излияний. Если в среднем девоне, как мы имели уже случай упомянуть, изливались главным образом кислые лавы трахилипаритового и липаритового состава, то уже во второй половине верхнего девона и в нижнем карбоне можно наблюдать чередование излияний кислых и основных лав.

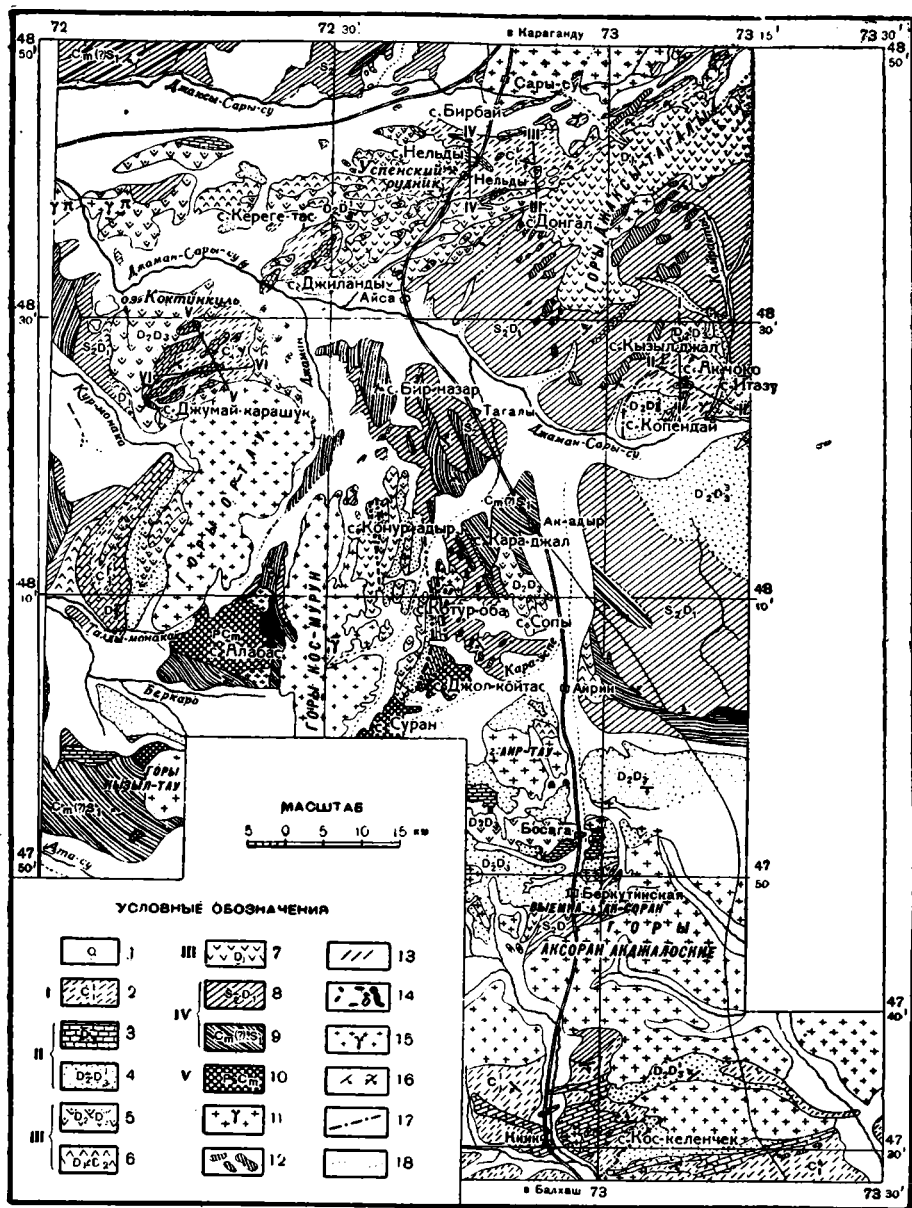
Но, несмотря на периодическое поступление основных лав, кислые лавы отличаются от девонских наличием в своем составе самых крайних кислых членов. Обращает на себя внимание резкое увеличение содержания окислов калия. Калиевый полевой шпат неизменно присутствует в кислых лавах как во вкрапленниках, так и в основной массе. Темноцветный компонент чаще представлен биотитом. Мы имеем биотитовые порфиры и биотитовые порфиры и, наконец, большое значение приобретают такие породы, как ортофиры, совершенно не известные в среднем и в нижнем девоне. Присутствие ортофиров является даже до известной степени характерным признаком, по которому мы отличаем верхнюю эффузивную свиту.

Подмеченные нами выше закономерности в образовании девонских осадков, в части изменения фаций в вертикальном и в горизонтальном направлении, одновременности накопления мощных кластических толщ в одних местах и эффузивных толщ в других, сохраняются и для нижнего карбона, но здесь они как бы подчиняются уже другим условиям.

Для турнейских отложений в целом характерна более частая смена фаций в вертикальном направлении — кластические толщи сменяются известняками, переслаиваются с вулканогенными и кремнистыми образованиями. Это может говорить об учащении колебательных движений. Но в результате таких движений, как нам кажется, не возникало крупных участков суши, так как излияния в большинстве случаев носят подводный характер, лавы переслаиваются с нормальными осадочными породами, содержащими морскую фауну. На это может указывать также и характер слоистости и степень окатанности обломочного материала. Крупные поднятия и связанное с ними осушение больших площадей могли возникнуть только в конце визейского века.

Эти поднятия совпадают с одной из главных фаз (судетской фазой) герцинского орогенеза, создавшего мощные горные сооружения и вызвавшего

¹ В данном случае характерно повышенное содержание кремнезема в морской воде.



Фиг. 17. Геологическая карта Сарысу—Моинтинского междуречья.

1 — четвертичные отложения; 2 — нижний карбон: сланцы, песчаники, известняки, кремнистые породы; 3 — осадочный девон: верхнедевонские известняки — D₃; 4 — осадочный девон, пестроцветная толща; песчаники, туфо-песчаники, конгломераты, сланцы, известняки с подчиненными эффузивными породами; 5 — эффузивный девон, альбитофировая толща; альбитофиты, кварцпорфиты и их туфы; 6 — эффузивный девон; порфиритовая толща: порфириты и их туфы; 7 — эффузивный девон; толща рассланцованных порфиров: кварцевые порфиры и их туфы; 8 — нижний палеозой: кварциты, песчаники, конгломераты, сланцы, известняки и др.; 9 — нижний палеозой: яшмы, песчаники, диабазы, порфириты и их туфы; 10 — докембрий, метаморфические породы: парagneйсы, слюдяные сланцы, кварциты и др.; 11 — граниты, гранодиориты и др.; 12 — гранит-порфиры, кварцевые порфиры; 13 — жильные породы основного состава; 14 — габбро, змеевики и др.; 15 — катаклазированные граниты и ортогнейсы; 16 — элементы залегания пород; 17 — линии дизъюнктивных дислокаций; 18 — границы, проведенные условно.

внедрение большинства крупных гранитных интрузий района, приуроченных чаще всего к антиклинальным структурам (см. фиг. 4).

Как видно из изложенного, в течение всего среднего палеозоя непрерывно шли, то замедляясь, то учащаясь, колебательные движения земной коры. В конце турнейского и в начале визейского веков можно наблюдать заметное учащение темпа этих движений. Как нами указывалось выше, складкообразование могло идти и в девоне и в начале турнейского века медленно и параллельно процессу осадконакопления. Но тогда не образовалось, повидимому, очень сложных складчатых структур, которые могли получить свое оформление уже в главную фазу складчатости.

Если обратить внимание на характер несогласий, то можно заметить, что и амплитуда трансгрессивных перекрытий увеличивается к концу девона.

В приведенном выше анализе фаций намечалась вполне закономерная приуроченность кислых эффузивных пород к областям, испытывавшим движение положительного знака. Это можно объяснить не только вязкостью самих лав, как пытаются это делать некоторые исследователи, но главным образом теми процессами, которые происходили в глубине магматического очага, следствием которых и явились образование и выжимание кислых лав и которые вероятно непосредственно вызывались силами напряжения, возникающего при сжатии.

Совсем другой характер имеют излияния основных лав, которые как во времени, так и в пространстве связываются с процессом погружения и растяжения земной коры.

Сменой таких движений в рассматриваемый период от нижнего девона до нижнего карбона включительно можно объяснить ту «цикличность», которую отмечает в вулканизме Казахстана ряд исследователей (Коптев-Дворников, 1940).

Частое чередование излияний лав кислого и основного состава в нижнем карбоне, с общей тенденцией к увеличению кислотности, может объясняться, как нам кажется, учащением темпа колебательных движений, достигшим своего максимума в конце нижнего карбона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Район Сары-су — Мойнтинского междуречья является лишь небольшим участком Центрального Казахстана. Те закономерности в историческом развитии геологической структуры этого участка, которые нам удалось подметить, распространяются до известной степени на весь Центральный Казахстан.

Как неоднократно подчеркивалось выше, чрезвычайная пестрота фаций и обилие эффузивных толщ, при бедности органическими остатками, всегда создавали, как казалось, непреодолимые препятствия для изучения. Но именно анализ фаций, позволяющий уточнить стратиграфию, и является ключом для понимания геологической структуры района.

Анализ этой пестрой фациальной картины подводит нас вплотную к вопросу о причинах этих изменений.

Исходной причиной, вероятно, являлись те тектонические движения, которые испытывал данный участок земной коры в ходе геологической истории.

Наши наблюдения охватывают лишь определенный отрезок времени, девонско-нижнекаменноугольный этап геологической истории района. К началу этого этапа тектоническая структура данного участка была уже на-

мечена. В результате неоднократных проявлений каледонского и, может быть, более древних орогенезов произошла дифференциация района на жесткие и мобильные участки. Последние оставались таковыми почти на всем протяжении девона и нижнего карбона. Это были участки, переживавшие девонскую и нижнекаменноугольную стадию длительного процесса прогибания, начавшегося еще, по крайней мере, в нижнем палеозое. Для них характерны: непрерывный разрез, значительные мощности и определенный тип осадков, определенный вид вулканизма.

Н. С. Шатский в 1936 г. назвал такие структуры «унаследованными мульдами». На общем фоне погружения в таких прогибах, к которым мы относим Кайрактинскую, Ортавскую и Беркутинскую мульды, происходили местные поднятия, выразившиеся в образовании дополнительных структур, что в свою очередь отразилось на фациях.

Совершенно в ином плане шло развитие так называемых «наложенных мульд». В теле жестких массивов и по краям их в результате тектонических напряжений возникали расколы, вдоль которых происходили неравномерные опускания ряда участков в моменты, когда эти массивы испытывали временную тенденцию к погружению. Вновь заложенные прогибы тяготеют, в общем, к зонам поднятий. Этим объясняются неполнота разреза, меньшие мощности осадков и большая амплитуда трансгрессивных перекрытий, которые характеризуют данные структуры.

Как уже неоднократно подчеркивалось нами выше, на Сары-су — Моинтинском водоразделе наложенные мульды в девоне отличаются преобладанием эффузивных образований над осадочными породами. Кроме того, состав эффузий характеризуется большей кислотностью, здесь или отсутствуют или очень незначительную роль играют лавы андезито-базальтового состава.

Что касается нижнекаменноугольных эффузий, то здесь проводить сравнения становится труднее, так как вообще происходит некоторое смещение арены вулканической деятельности с севера на юг. На севере мы уже не встречаем в нижнем карбоне мощных эффузивных толщ, а имеем дело с их фациальными аналогами (отложения «успенской свиты»).

Выделяемые и описанные нами типы структур на Сары-су — Моинтинском водоразделе встречаются также в других районах Центрального Казахстана, в Восточном и в Западном Казахстане.

Свойства унаследованных мульд выдерживаются почти повсеместно, но что касается наложенных мульд, то их свойства отличаются большим многообразием. Это связано с различными обстоятельствами их возникновения и развития на территории страны, со сложной тектонической историей.

Изучение закономерностей возникновения и развития этих структур представляет большой интерес и может составить задачу специального исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская И. М., Богданов А. А. и Труслова И. Ф. Очерк геологии северной части Голодной степи. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1948, вып. 102.
- Балуховский Н. Ф. К стратиграфии палеозоя северо-восточного Казахстана. Пробл. сов. геол., 1937, № 5—6.
- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Верхне-Атасуйского района. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1938, вып. 3.
- Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 4.

- Вахрамеев В. А. Геологические исследования в северо-восточном Прибалхашье. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1941, 19, № 1—2.
- Вахрамеев В. А. Нижнекаменноугольная вулканогенная провинция Прибалхашья и северных дуг Тянь-шаня. Бюлл. Моск. о-ва ист. прир., отд. геол., 1945, 20, № 1—2.
- Водорезов Н. И., Кассин Н. Г. и Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чидертинского и Улентинского листов. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 318.
- Кассин Н. Г. 1) Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 165.
- Кассин Н. Г. 2) Общая геологическая карта Казахстана. Описание Баян-аульского и Верхне-Чидертинского листов. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 110.
- Кассин Н. Г. Вулканизм Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, вып. 9.
- Колотухина С. Е. К вопросу о климатических фациях неогена Центрального Казахстана. Изв. Акад. Наук, геол. сер., 1938, № 5—6.
- Колотухина С. Е. 1) Новые данные по стратиграфии и тектонике района Успенского рудника Центрального Казахстана. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1940, № 5—6.
- Колотухина С. Е. 2) Вулканогенные фации нижнего карбона Центрального Казахстана. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1940, вып. 42, сер. геол., № 12.
- Коптев-Дворников В. С. История вулканизма Центрального Казахстана в палеозое. Итоги работ Центрально-Казахстанской экспедиции. СОПС Акад. Наук, 1940.
- Крестовников В. Н. и Раузер-Черноусова Д. М. О фораминиферах из переходных от девона к карбону слоев Казахстана, Южного Урала и Самарской Луки. Доклады Акад. Наук, 1938, 20, № 7—8.
- Кушев Г. Л. Карагандинское каменноугольное месторождение. Мат. Карагандинск. геол.-разв. бюро, 1936, вып. 4.
- Меркулов П. Л. и Репкина А. Е. Геологическая карта западной части Арало-Иртышского водораздела. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1938, вып. 6.
- Падалка Г. Л. Геологические и петрографические исследования в Верхне-Токраунском районе Казахской АССР. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 245.
- Русakov М. П. Геологический очерк Прибалхашья и овера Балхаш. Цветметиадат, 1933.
- Русakov М. П., Ваганов М. П. и Яговкин И. С. Успенско-Спасский район в северо-восточном Казахстане и его минеральные ресурсы. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 236.
- Сергиев Н. Г. О некоторых закономерностях развития вулканических явлений в Центральном Казахстане. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 4.
- Сергиевский В. М. и Русakov М. П. 1) Девонские отложения северных районов восточного Казахстана. Прибалхашье в кн. Геология СССР, т. 20, ч. I, 1941.
- Сергиевский В. М. и Русakov М. П. 2) Каменноугольные отложения северных районов восточного Казахстана. Прибалхашье в кн. Геология СССР, т. 20, ч. I, 1941.
- Симорин А. М. Краткий стратиграфический очерк Карагандинского бассейна. Мат. Карагандинск. разв. бюро, 1936, вып. 2.
- Старостина З. М., Красильников Б. Н., Сергиев Н. Г. и Трусова И. Ф. Геологическое строение северо-восточной окраины гор Еремантау и прилегающей части долины р. Уленты. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1941, вып. 63, геол. сер., № 20.
- Худяков Н. А. Геология и полезные ископаемые Западно-Чингисских кряжей. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1941, вып. 20.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1938, № 6.
- Штрейс Н. А. и Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Кос-Мурун (Жана-Аркынского района Карагандинской области). Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1948, вып. 101, геол. сер., № 32.
- Яговкин И. С. Геологические исследования Успенского района Казахской АССР. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1932, вып. 13.

Н. А. ШТРЕЙС и С. Е. КОЛОТУХИНА

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР ОРТАУ И КОС-МУРУН
(ЖАНА-АРКИНСКОГО РАЙОНА КАРАГАНДИНСКОЙ ОБЛАСТИ)****І. ВВЕДЕНИЕ**

Летом 1937 г. авторы производили исследования на территории Жана-Аркинского района Карагандинской области. Задачей исследований являлось изучение стратиграфии и тектонических структур палеозойских отложений, развитых в районе гор Ортау и Кос-мурун, расположенных вдоль побережья среднего течения р. Джаман-Сары-су.

Именно этот участок палеозойского массива Казахстана в сводных работах Н. Г. Кассина (1934) указывается в качестве характерного примера пересечения каледонских меридиональных структур широтными складчатыми дислокациями герцинского времени. Поскольку одной из ведущих тем экспедиции являлось изучение тектоники Казахстана, то естественно район гор Ортау и Кос-мурун представлял с этой точки зрения особый интерес. Однако проверить данное положение можно было только путем детального геологического картирования значительной площади. Поэтому исследования производились на основе площадной геологической съемки 1 : 50 000 масштаба.

Не вся указанная площадь изучалась при этом с равной степенью детальности. Исходя из поставленных задач, мы сосредоточили свои наблюдения в области развития осадочных и эффузивных пород палеозоя и лишь очень бегло осмотрели массивы гранитов. Эта особенность наших работ диктовалась также и тем обстоятельством, что в 1936 г. именно эти гранитные массивы изучались петрографом Казахстанской экспедиции А. П. Лебедевым. Поэтому в предлагаемой работе описание интрузивных пород изложено кратко.

Главы работы — история геологических исследований района, стратиграфия отложений докембрия и нижнего палеозоя, метаморфические породы и интрузивные породы — написаны Н. А. Штрейсом, главы, излагающие стра-

тиграфию образований среднего палеозоя и четвертичных отложений, составлены С. Е. Колотухиной. Глава о тектонике района составлена авторами совместно.

II. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЙОНА

Район Успенского рудника, к юго-западу от которого находятся горы Ортау и Кос-мурун, давно начал привлекать к себе внимание исследователей благодаря большому количеству сосредоточенных на его площади рудных месторождений. В Горном журнале последней четверти XIX столетия, а также и в других изданиях можно найти ряд заметок, посвященных описанию расположенных в его районе рудных месторождений и, в первую очередь, медного Успенского рудника как наиболее крупного из них. Однако эти исследования, преследовавшие сугубо практические цели и сосредоточенные только на ближайших к месторождениям участках, не выходили из рамок краткой характеристики минералогического состава руд и вмещающих пород. Многие авторы даже не ставили перед собой задачу осветить вопросы генезиса полезных ископаемых. Разумеется, что искать в этих работах указаний на геологическое строение района в том смысле, как мы это понимаем в настоящее время, не приходится. Наблюдения, опубликованные в них, могут быть использованы только при изучении отдельных рудных точек.

В 1911 г. вышла в свет монография А. А. Козырева (1911), посвященная сводке его многолетних гидрогеологических исследований на обширной территории Центрального Казахстана. А. А. Козырев довольно подробно останавливается на описании форм рельефа области гор Ортау и Кос-мурун, детально разбирает характер развитой в Успенском районе гидрографической сети, но чрезвычайно скуп при оценке наблюдений в отношении встреченных на его пути горных пород. Выделив на карте гранитные массивы Ортау и Кос-мурун, остальные отложения района, за исключением четвертичных, он отнес к девонской системе. Последнее обстоятельство, повидимому, объясняется господствовавшими в то время идеями Ф. Н. Чернышева, который, как известно, отрицал присутствие в прилегающих с востока к Русской платформе горных сооружениях образований древнее девона. Указывая на породы весьма разнообразного происхождения как осадочные, так и изверженные, А. Козырев не связывает отрывочные наблюдения в единую, стройную систему. Он не дает даже самой примитивной стратиграфической схемы. Нет нужды останавливаться на его тектонических воззрениях, поскольку они не выходят за пределы иллюстрации положений примерами залегания пород. Тем не менее работа А. Козырева все же явилась огромным шагом вперед в деле познания этой, в то время еще мало изученной части Казахстана. Данная им характеристика рельефа и особенно гидрографической сети и по сегодняшний день остается справедливой.

Новый этап исследований ознаменовался работами И. С. Яговкина (1928, 1932), производившим в течение ряда лет площадную геологическую съемку Успенского района в десятиверстном масштабе. На долю И. С. Яговкина выпала почетная задача — дать впервые обобщающую сводку по всем отраслям геологических знаний об Успенском районе. Им была разработана стратиграфическая схема развитых здесь отложений палеозоя: освещен характер образуемых ими структур, в общих чертах намечен ход вулканических процессов с выяснением возраста крупных гранитных тел и, наконец, предложено решение вопросов генезиса полезных ископа-

емых. Мы не будем останавливаться на всех работах И. С. Яговкина, ибо большинство из них области гор Ортау и Кос-мурун не касается, а разберем только позднейшую его сводку по всему Успенскому району (1932).

Обратимся сначала к схеме стратиграфии палеозойских отложений, предложенной И. С. Яговкиным.

1) «Разрез осадочных отложений района, — пишет И. С. Яговкин, — начинается с сильно метаморфизованной нижнепалеозойской толщи, в состав которой входят кварциты, кварцево-сланцевые, кремнистые, хлоритово-кварцевые, зеленые, роговообманковые и другие метаморфические сланцы. Выше несогласно лежит зеленовато- и красновато-серая свита метаморфизованных пород — филлиты, песчано-глинистые сланцы, мелкозернистые, преимущественно кварцевые песчаники, кремнистые, иногда яшмовидные сланцы, кварцево-серицитовые сланцы, конгломераты, туфо-сланцы, яшмо-кварциты, темносерые плотные известняки в виде небольших немых пропластков и т. п. Зеленатовато-серая свита метаморфизованных пород тесно связана с предыдущей, составляя вместе с нею тот древний палеозойский фундамент, на котором покоятся более молодые девонские отложения и вышележащие каменноугольные. Свита метаморфизованных пород относится вероятно к верхнему силуру. Отсутствие в ней фауны оставляет вопрос о возрасте ее неразрешенным. В верхах ее наблюдаются местами довольно значительные массы эффузивных порфиритов, реже кератофиров, извержения которых, особенно порфиритов, происходили, вероятно, и раньше, судя по зеленовато-серой окраске метаморфизованной свиты и по присутствию в ней туфо-сланцев.

2) На метаморфизованную зеленовато-серую древнепалеозойскую свиту несогласно налегает конгломератовая свита, которая, помимо туфо-песчаников и вышележащих базальных конгломератов, содержит также грубозернистые песчаники, порфириты, брекчии, кремнистые сланцы, пропластки известняков (в верхних частях разреза), жилы кварцевого порфира, диоритового порфирита, диабазы, иногда гранита и пр. Фауны в перечисленных нами слоях не встречено и, таким образом, возраст их остается неопределенным. Предположительно мы относим их к древнему девону (D_{1-2}).

3) На конгломератовую эодевонскую свиту несогласно налегает эффузивно-порфировая толща, состоящая из кварцевых порфиров и кератофиров, порфировых туфов, туфо-песчаников, туфо-сланцев, брекчий, конгломератов, песчаников, кремнистых и глинистых сланцев. Красный цвет пород, обилие аркозового и порфирового материала в осадочных образованиях и, за редкими исключениями, сравнительно пологое падение пластов ($25-45^\circ$) являются характерными для эффузивной и порфировой толщи и позволяют легко отличать ее от нижележащих грубокластических образований. Во многих местах района эодевонская конгломератовая свита отсутствует и тогда эффузивная толща непосредственно налегает на зеленовато-серую метаморфизованную свиту — в этих случаях обычно сильно развиты эффузивные породы... Может отсутствовать и эффузивная порфировая толща, и тогда верхнедевонские известняки непосредственно лежат на порфирито-конгломератовой свите (на конгломератах).

4) Выше красных конгломератов и песчаников, иногда непосредственно на порфирах и туфо-песчаниках, идут верхнедевонские и девоно-карбонные известняки; типичных верхнедевонских известняков со *Spirifer archiaci*, которые так характерны, например, для района р. Чидерты, на обследованной площади не было встречено. Верхнедевонские известняки Успенского района содержат главным образом такие формы, как *Spirifer*

calcaratus Phill., *Athyris gigas* и т. п., т. е. относятся к фаменскому ярусу».

И. С. Яговкин отмечает также, что среди верхнедевонских известняков иногда встречаются прослойки песчаников, конгломератов и реже покровы порфиров и их туфов. Венчается разрез известняками с фауной нижнего карбона (С₁), которые тесно связаны с верхнедевонскими.

Разбирая приведенный сводный разрез, мы видим, что И. С. Яговкин в нижнем палеозое выделял две толщи, причем обе их склонен был относить к готландию, никак, впрочем, не аргументируя это свое мнение. В обеих толщах, и особенно в верхней, указываются чрезвычайно разнообразные породы, последовательность же их образования во времени и характер фациальных изменений опускаются вовсе, не говоря уже о выделении каких-нибудь маркирующих горизонтов, занимающих определенное стратиграфическое положение. Разумеется, эта столь общая схема нижнего палеозоя во многом справедлива, да иначе не может и быть, ибо в одной только верхней толще указано присутствие около половины возможных осадочных и эффузивных образований. Однако, как показали наши исследования, эти наиболее древние отложения района легко подразделяются на ряд свит, самая верхняя из которых охарактеризована фауной верхнего силура.

Не лучше обстоит дело и с девонскими и каменноугольными отложениями. Выделенные нами свиты не могут быть сопоставлены ни с одной из толщ И. С. Яговкина. Справедливым остается только то положение, что в нижней части отложений девонской системы действительно широким развитием пользуются эффузивы, в верхней уступающие место осадочным образованиям, венчающимся известняками. Однако среди последних мы никогда не наблюдали покровов порфиров, что несомненно указано И. С. Яговкиным ошибочно. Наконец, каменноугольные породы не связаны с известняками девона постепенным переходом, как полагал И. С. Яговкин, а залегают трансгрессивно и несогласно на подстилающих их образованиях, вплоть до отложений нижнего палеозоя включительно. Тем не менее несомненной заслугой И. С. Яговкина является то обстоятельство, что он подчеркнул многократность перерывов и несогласий в эффузивно-осадочной серии девонских пород. В последнее время эта особенность процесса накопления отложений девонской системы не вызывает сомнений у большинства исследователей Центрального Казахстана.

В отношении возраста интрузий Успенского района, в частности гор Ортау и Кос-мурун, И. С. Яговкин придерживался определенной точки зрения, относя время их образования к герцинскому орогеническому циклу. Основанием для такого рода утверждения он считал наличие эруптивных контактов нижнекаменноугольных пород с гранитными массивами. Повидимому, в отношении наиболее крупных гранитных тел, как, например массивы Ортау и Кос-мурун, И. С. Яговкин и прав, о чем мы скажем ниже, но считать все интрузии Успенского района одновозрастными нельзя. Нам удалось установить, что в горах Ортау и Кос-мурун имеется по крайней мере три поколения гранитов: 1) докембрийские, превращенные в ортогнейсы, 2) доготландские и 3) массивы Ортау и Кос-мурун, нижняя граница возраста которых определяется активным контактом их с эффузивами нижнего девона. Впрочем, И. С. Яговкин вероятно и сам сомневался в справедливости своих выводов, ибо он указывает, что местами в конгломератах среднего девона часто встречается крупная гранитная галька, происхождение которой он не мог объяснить иначе, как полным размывом существовавших в додевонское время интрузий.

В Успенском районе И. С. Яговкин установил три господствующих простирания палеозойских отложений — широтное, северо-восточное и юго-западное. Одновременно он указал, что эти простирания характеризуют пликативные формы дислокаций как древних метаморфических толщ (по его представлениям готландий), так и более молодых девонских и каменноугольных. К сожалению И. С. Яговкин совершенно не осветил вопроса соотношения древних и молодых структур, а дал только краткую характеристику тех и других отдельно. Породы готландия он характеризует крутыми углами падения и, судя по приложенным к карте профилям, частой изоклинальной складчатостью. «Более молодые осадочные образования, — пишет И. С. Яговкин (девонские и нижнекаменноугольные), — подвергались иногда довольно сильной складчатости, но не такой напряженной (за редким исключением), как метаморфизованная толща. Судя по тому, как меняются элементы залегания на обследованной площади, в пределах развития девонских и нижнекаменноугольных отложений, здесь можно предполагать широкое развитие брахискладок». Только в одном месте своей работы И. С. Яковкин касается соотношения между различными направлениями складок. «Складки пересекаются друг с другом, соединяясь постепенно то под острым углом, то близким к прямому (например, горы Бир-назар и Джиланды), то образуя широко открытую кривую (например, горы Шоуль-адыр и Джаксы-тагалы). В узле встречи северо-западного и северо-восточного направлений складчатости, в пределах древне-палеозойской толщи, породы сильно метаморфизованы, рассланцованы и разбиты трещинами, нередко заполненными различными жильными породами: гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, диорит-порфиритами, различными лампрофирами и кварцем». Однако из приведенного абзаца трудно вывести заключение, имел ли в виду И. С. Яговкин пересечение складок в пределах одной и той же формации или, напротив, пересечение тектонических структур различного возраста.

Большое значение в строении Успенского района придавал И. С. Яговкин дизъюнктивным дислокациям, часто связывая с ними внедрение крупных гранитных тел. Повидимому, последним обстоятельством он склонен был объяснять появление некоторых гранитов в мульдах.

Не подвергая сейчас критике тектонические воззрения И. С. Яговкина, укажем только, что некоторые из высказанных им положений справедливы и по сегодняшнему дню. Но, к сожалению, обладая громадным фактическим материалом, он все же не вышел за рамки объяснений частных случаев и не дал обобщающей, проникнутой единой мыслью, сводки о тектонических структурах этого интереснейшего участка Казахской степи.

Все рудные месторождения на территории Успенского района, по мнению И. С. Яговкина, обязаны своим происхождением гидротермальной деятельности. К этой группе месторождений им были отнесены и железные и марганцевые руды, которые, как показали наши исследования, относятся к типичным осадочным образованиям.

Разбор сводки И. С. Яговкина закончим одним замечанием по поводу принятой им методики исследования. И. С. Яговкин начал свои работы с района Успенского рудника — участка, являющегося одним из наиболее сложно построенных, где разрезы верхнего палеозоя представлены очень часто неполно, а свиты нижнего палеозоя не образуют обычно хорошо прослеживаемых полос, а выступают на поверхность отдельными «островами» из-под перекрывающих их несогласно отложений верхнего девона и нижнего карбона. Не совсем точно расшифровав последовательность образования ряда горизонтов, И. С. Яговкин затем перенес принятую им схему стратиграфии на другие участки Успенского района.

Руководствуясь, повидимому, этой схемой без особых изменений при площадной съемке десятиверстного масштаба, он, естественно, пришел и в своих выводах к ряду неверных заключений.

В 1933 г. вышла в свет совместная работа М. П. Русакова, М. И. Ваганова и И. С. Яговкина, в которой подробно освещены все известные месторождения районов Успенского рудника и Спасского завода. Однако эта работа не дает ничего нового в отношении региональной геологии, поскольку авторы в этих вопросах целиком базируются на взглядах И. С. Яговкина. Приложенная к работе обзорная карта Успенского и Спасского районов сильно схематизирована, чем невыгодно отличается от карты Яговкина (1932).

В 1931 и 1933 г. в смежном с собственно Успенским — так называемом Западно-Успенском районе, производил исследования В. Ф. Беспалов (1938). Несомненной заслугой В. Ф. Беспалова является то, что он впервые выделил среди отложений района докембрийские образования, несколько более подробно, чем И. С. Яговкин, расчленил нижнепалеозойские толщи и отметил присутствие интрузий доготландского возраста. Мы не останавливаемся на работе В. Ф. Беспалова более подробно, поскольку она непосредственного отношения к изученной нами площади не имеет, если не считать незначительной северо-западной окраины района, съемкой которого мы несколько перекрыли его карту, впрочем составленную в значительно более мелком масштабе (1 : 500 000), чем наша.

Геологии Успенского района касается также Н. Г. Кассин в своих сводных работах по Казахстану (1931₂, 1934₁, 1937), используя материалы И. С. Яговкина. Единственная статья, написанная им об Успенском районе, посвящена специальному вопросу о характере древних долин рек Джаксы-Сары-су, Джаман-Сары-су, Талды-эспе и др.

За последние годы в районе гор Ортау и Кос-мурун производили исследования сотрудники Карагандинского геолого-разведывательного бюро и Прибалхашстроя. К сожалению, мы располагаем только предварительными, полевыми картами, одна из которых составлена геологом Н. Д. Тихомировым, другая — Б. А. Курдюковым и Н. А. Смирновой. Эти карты захватывают очень небольшие участки снятой нами площади.

Летом 1936 г. в горах Ортау и Кос-мурун производил исследования А. П. Лебедев, задачей которого являлось изучение широко развитых здесь изверженных пород. Описывая эти породы, о чем мы скажем подробнее ниже, А. П. Лебедев в отношении стратиграфии придерживался взглядов В. Ф. Беспалова и И. С. Яговкина.

Вот тот краткий список работ, который определял знания о геологическом строении района гор Ортау и Кос-мурун ко времени начала наших исследований.

III. СТРАТИГРАФИЯ

Район, в котором нам пришлось производить исследования, относится к гористой части Казахской складчатой страны. В противоположность многим ее участкам, относительные превышения высот которых едва достигают 50—60 м, изученная площадь характеризуется резко расчлененным рельефом с наличием высоких горных кряжей. К таким кряжам принадлежат массивы гор Ортау и Кос-мурун. Они представляют систему вытянутых в меридиональном направлении узких, сближенных между собой горных хребтов. Отдельные остроконечные вершины этих хребтов достигают 850—1000 м абсолютной высоты. С востока и севера к горам Ортау и Кос-мурун примыкают мелкосопочки (600 м абсолютной высоты),

постепенно понижающиеся в область окаймляющих их широких плоских долин рек Джаман-Сары-су и Талды-эспе.

Горы Ортау и Кос-мурун сложены гранитами; примыкающие к ним гряды мелкосопочников — породами нижнего палеозоя, а более удаленные от них гряды — отложениями девона и карбона. Широкие долины выполнены образованиями среднего палеозоя, которые в свою очередь перекрыты мощным чехлом четвертичных и современных рыхлых горных пород.

В геологическом строении района участвуют две мощных серии осадочных и связанных с ними эффузивных образований, которые довольно резко отличаются друг от друга как составом слагающих их пород и метаморфизмом, так и, что особенно важно, определенными, свойственными только данной серии особенностями седиментации. Нижняя серия отвечает древнейшим отложениям до пород готландия включительно, верхняя — образованиям девона и нижнего карбона. Указанные особенности заставляют подразделять эту главу на две самостоятельные части: 1) отложения докембрия и нижнего палеозоя и 2) отложения среднего палеозоя.

1. Отложения докембрия и нижнего палеозоя

Среди сложно дислоцированных отложений докембрия и нижнего палеозоя нами выделено несколько комплексов пород, различающихся по составу и по степени метаморфизма. На основании стратиграфических соотношений между выделенными комплексами и сопоставления их с изученными нами разрезами нижнего палеозоя Северного Казахстана и с описанным Н. Г. Марковой разрезом древних толщ хребта Чингиз, мы решаемся условно датировать возраст немых свит района гор Ортау и Кос-мурун индексами Prz, Cm и S₁. Эти немые толщи несогласно покрываются отложениями верхнего силура (S₂), охарактеризованными фауной.¹ Обоснование возраста соответствующих образований мы излагаем после ознакомления читателя с фактическим материалом о древних толщах района. Отметим еще одну особенность залегания пород нижнего палеозоя, которую постоянно приходится иметь в виду, чтобы избежать ложных построений. Часто на больших площадях они перекрыты отложениями девона и карбона, из-под которых выступают в виде неправильных, нередко маленьких по размерам «островов». В этом случае, естественно, приходится иметь дело с неполными разрезами нижнего палеозоя. Увязывать между собой такие части разрезов приходится на основании совокупности наблюдений, и в первую очередь, исходя из анализа образуемых ими тектонических структур.

К нижнему палеозою мы относим также небольшую группу контактово-измененных пород, распознать первоначальный состав которых чрезвычайно трудно. Эти породы мы обозначаем на карте индексом М, оставляя вопрос о положении их в сводном разрезе открытым.

Ортавская свита Prz (?)

Древнейшими образованиями исследованного района являются осадочные, туфогенные и эффузивные породы, выделяемые под названием ортавской свиты. Эти породы слагают невысокие гряды мелкосопочника, рас-

¹ Датировка возраста древних толщ района гор Ортау и Кос-мурун, приведенная нами в статье о стратиграфии нижнего палеозоя Казахстана 1940 г. (Штрейс, 1940) на основании предварительных данных, изменена в результате окончательной обработки материалов и сопоставления с разрезами других районов.

положенного по западному склону широкой долины верхнего течения рч. Джаман. Они простираются в северо-северо-восточном направлении в виде узкой полосы, прослеживающейся на протяжении свыше девяти километров. Ортавские породы образуют здесь сжатую в крыльях антиклинальную складку, шарнир которой проходит между массивами гранитов гор Ортау и Кос-мурун и постепенно погружается в северо-северо-восточном направлении. Как в восточном, так и в западном крыльях складки слои падают под очень крутыми углами, порядка $70-80^{\circ}$, а нередко и стоят на головах. Непосредственного контакта отложений ортавской свиты с вышележащими породами мы не наблюдали. Отдельные обнажения ее позволили составить два схематических разреза, первый на основании осмотра обнаженной южной, а второй северной части мелкосопочника. Приводим эти разрезы:

I. Южная часть мелкосопочника (описание снизу):

1. Переслаивание серых и зеленовато-серых, полосатых кварцитовидных песчаников с такого же цвета кремнистыми сланцами. Породы хлоритизированы и эпидотизированы.
2. Чередование зеленовато-темносерых альбитофировых туфов и кварцитовидных песчаников. Песчаникам подчинены прослой серых кремнистых сланцев и конгломератов. Все породы также хлоритизированы, эпидотизированы, а местами и окварцованы. Общая мощность свыше 600 м.

II. Северная часть мелкосопочника, в 1.5 км к востоку от сопки Джолтау (описание снизу):

1. Полосатые темносерые кварцитовидные песчаники с подчиненными прослоями зеленовато-серых альбитофировых туфов.
2. Серые, темносерые и зеленовато-серые альбитофировые туфы, агломераты и туфо-брекчии с подчиненными прослоями кварцитовидных песчаников и кремнистых сланцев. Как и в южной части мелкосопочника, породы сильно изменены: хлоритизированы, эпидотизированы, а нередко и окварцованы. Мощность более 700 м.
3. Зеленовато-серые, хлоритизированные альбитофировые туфы. Видимая мощность свыше 100 м.
4. Темные и серые, иногда с фиолетовым оттенком, покровы ортофиоров, в мелкозернистой основной массе которых выделяются редкие вкрапленники полевых шпатов. Мощность около 90 м.
5. Темнозеленые толстослоистые, сильно рассланцованные порфиристы с крупными вкрапленниками плагиоклазов (2—3 мм в поперечнике). Мощность 60 м.
6. Чередование фиолетово-серых и темнозеленых порфиритов с плохо заметными редкими вкрапленниками плагиоклазов. Мощность 80 м.
7. Переслаивание покровов ортофиоров с покровами плагиоклазовых порфиритов, окрашенных в серые фиолетовые и зеленоватые тона. Мощность около 120 м.

Легко заметить, что разрезы южной и северной частей мелкосопочника дают единое представление о последовательности в петрографическом составе пород свиты. И в том и в другом случае основание толщи характеризуется развитием преимущественно терригенных пород — песчаников и сланцев, в противоположность вышележащим слоям, которые представлены вулканическими образованиями.

Микроскопическое исследование песчаников ортавской свиты показало, что среди составляющих их обломочных зерен резко преобладает кварц, а полевые шпаты занимают подчиненное положение. Часто встречаются разности песчаников, сложенные исключительно зернами кварца. Зерна слабо окатанные, угловатые, нередко корродированные, размерами в среднем от 0.1 до 0.4 мм. Среди зерен полевых шпатов удалось определить ортоклаз и плагиоклаз, представленный альбит-олигоклазом. Цемент состоит из мелкозернистого кварцево-полевошпатового или только кварцевого агрегата. В цементе встречаются чешуйки слюды и хлорита. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют апатит, циркон и реже гематит, который образует довольно крупные (0.2 м) идиоморфные кристаллы, видимому в псевдоморфозах по магнетиту.

Конгломераты, образующие маломощные прослои в ортавской свите, состоят из хорошо окатанной гальки до 3—4 см в поперечнике, сцементированной мелкозернистым кварцево-полевошпатовым агрегатом. В гальках преобладают мелкозернистые песчаники, сложенные преимущественно зернами кварца, гнейсированные граниты, обогащенные эпидотом, и кварцевые порфиры с фельзитовой основной массой и сильно давленными вкрапленниками. Кремнистые сланцы сложены тонкокристаллическим агрегатом кварца, в котором встречаются более крупные зерна обломочного кварца. Кремнистые сланцы, подобно песчаникам, хлоритизированы.

Альбитофировые туфы состоят из тонкого пеплового материала, в котором выделяются остроугольные неправильные зерна кварца, плагиоклазов и эффузивов. Эффузивы представляют оплавленные обломки витрофировой или трахитовой структуры, с ясно различимыми крупными кристаллами плагиоклазов. В состав пирокластического материала часто входят также магнетит и титанит. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, эпидот, серицит, мусковит, а также лимонит в виде псевдоморфоз по пириту. Агломераты представляют порфировую породу с идиоморфными вкрапленниками плагиоклазов и небольшим количеством обломков лав. Это обломки порфиритового состава с альбитизированными полевыми шпатами. В агломератах обычно встречаются хлорит, слюда, титанит, циркон и апатит.

Изучение порфиритов показало, что их основная масса микролитовой структуры, состоящая из мелких лейст плагиоклаза, чешуек хлорита, серицита и зернышек титанита. В ней выделяются довольно крупные, размерами от 0.5 до 1 мм, вкрапленники плагиоклазов. Плагиоклаз представлен альбитом (4—5% An). Все выделения плагиоклаза обычно покрыты зернистым агрегатом эпидота и чешуйками мусковита. Часто зерна плагиоклазов нацело замещены вторичными продуктами. Очевидно, первичный плагиоклаз в породах альбитизирован. Цветной компонент почти всегда замещен бесцветным хлоритом. Кроме указанных минералов, в порфиритах встречаются мелкие игольчатые кристаллики апатита, а также участки зернистого агрегата кварца, несомненно вторичного происхождения.

Основная масса ортофиров состоит из мелкозернистого кварцево-полевошпатового агрегата, чешуек слюды и зерен рудного минерала. Цветной компонент нацело замещен скоплениями листочков мусковита. В основной массе выделяются вкрапленники полевых шпатов, достигающие 2 мм в поперечнике. Они представлены преимущественно анортоклазом и в меньшем количестве ортоклазом. Некоторые выделения калиевого полевого шпата альбитизированы, другие только едва затронуты процессом альбитизации. Ортофиры, подобно порфиритам, хлоритизированы. Из аксессуарных минералов в них постоянно присутствуют апатит, магнетит и вторичных кварц.

Все породы ортавской свиты рассланцованы, часто раздавлены и разбиты системой трещин, нередко выполненных жилами и прожилками кварца.

Как видно из приведенных разрезов, а также петрографической характеристики пород ортавской свиты, отличительной особенностью слагающих ее образований является их в основном пирокластический материал, причем наблюдается увеличение этого материала в верхней части свиты. Самые верхние ее горизонты сложены лавами. Таким образом, это наиболее древние образования вулканического происхождения в исследованном районе, если не считать, разумеется, изверженных пород, обнаруженных в гальках конгломератов. Мы предполагаем, что эти изверженные породы относятся к группе докембрийских гнейсов, которые, по данным В. Ф. Беспалова (1938) и А. П. Лебедева развиты к югу и юго-западу от нашего района. Никаких признаков органических остатков в породах ортавской свиты не найдено. Видимая мощность их порядка 1200 м.

Кос-мурунская свита (С_{т1} ?)

Породы, слагающие кос-мурунскую свиту, обнажаются в виде небольших гравий и глыб в двух местах: 1) по северной окраине гор Ортау близ пос. Актейляк и 2) в центральной части мелкосопочника, прилегающего с запада к горам Кос-мурун. В обоих случаях удалось достаточно четко выяснить характер их залегания.

Около пос. Актейляк они, очевидно, образуют северо-западное крыло упомянутой выше антиклинальной складки, интродуцированное гранитным массивом. Здесь породы кос-мурунской свиты простираются в северо-восточном направлении, падая на СЗ под углом в 50—70°. В мелкосопочнике, прилегающем к горам Кос-мурун, они образуют юго-восточное крыло этой антиклинали. Оно осложнено рядом мелких дислокаций, среди которых прослеживается несколько небольших как нормально построенных, так и опрокинутых на запад складок. Здесь среди кос-мурунских пород расположен небольшой прорывающий их гранитный массив. Контакты между породами ортавской и кос-мурунской свиты мы не наблюдали. Ближайшие выходы этих свит разобщены долиной р. Джаман, достигающей здесь 3 км в ширину.

Кос-мурунская свита сложена известняками светлосерого, серого или темносерого цвета. Все разности плотные, кристаллические, часто метаморфизованные. В отдельных обнажениях можно наблюдать чередование слоев известняков, отличающихся цветом, плотностью, зернистостью и характером слоистости. Как правило, они образуют массивные выходы или выходы с четко выраженной плитчатой отдельностью. Однако достаточно даже беглого осмотра обнажений, чтобы обнаружить первичную слоистость известняков по 0.1—0.4 м. В пределах этих слоев очень часто наблюдается тонкая слоистость, обусловленная чередованием светлых и темных полосок, мощность которых нередко измеряется долями сантиметра. Кроме цвета эти разности известняков отличаются зернистостью, от пеллитоморфных до среднезернистых. Плоскости соприкосновения таких полосок обычно неровные, волнистые. Наблюдается также выклинивание полосок, расщепление и, напротив, утолщение их; местами прослеживается и косая слоистость. Именно такой тип слоистости является характерным признаком кембрийских известняков, выделенных в хребте Чингиз Н. Г. Марковой. Карбонатные породы чисты, и только в самых темных разностях есть небольшое количество глинистого вещества, дающего при их растворении тонкий темный осадок.

Изучение известняков под микроскопом показало, что они сложены крупными кристаллами кальцита (0.3—0.4 мм в поперечнике) в виде многогранников неправильной формы. Из аксессуарных минералов выделяются магнетит и кварц. Тонкая пылевидная масса магнетита распределена в известняках неравномерно: в одних разностях она образует сгустки, в других располагается в направлении, согласном со слоистостью, тем самым подчеркивая ее, в третьих встречается в виде отдельных кристаллов. Около пос. Актейляк и в мелкоопочнике, прилегающем к горам Кос-мурун, близ гранитов наблюдается окварцевание отдельных слоев и пачек известняков с образованием скарных минералов группы граната.

Никаких других пород, кроме известняков, среди отложений кос-мурунской свиты не обнаружено, не найдено также и органических остатков. Общая мощность свиты оценивается нами в 500 м.

Актейлякская свита (См₂ ?)

Выше известняков кос-мурунской свиты, согласно пластуясь с ними, располагается толща осадочных пород, объединенных нами под названием актейлякской свиты. Эти породы наилучшим образом вскрыты на северных склонах гор Ортау, около пос. Актейляк, где они слагают невысокую гряду, вытянутую согласно их простираению в северо-восточном направлении. Следует отметить, что породы актейлякской свиты обнажаются близ гранитного массива, а нередко и в непосредственном контакте с ним. Естественно, что в силу этого обстоятельства отложения актейлякской свиты сильно метаморфизованы, но тем не менее первоначальный состав ее пород распознается довольно четко. Ниже мы приводим разрез актейлякской свиты, составленный на северных склонах гор Ортау (описание снизу вверх):

1. Серые и темносерые окварцованные известняки кос-мурунской свиты. Видимая мощность 10 м.
2. Серые кварцево-полевошпатовые, слюдястые, ороговикованные песчаники. Мощность около 7 м.
3. Чередование зеленовато-темносерых слоистых песчаников с тонкими прослойками серых окварцованных известняков. Этим породам подчинены редкие прослои зеленовато-серых кремнистых сланцев. Мощность 30 м.
4. Темносерые и зеленовато-серые серицитизированные песчаники. Мощность около 60.
5. Чередование черных листоватых глинистых сланцев и такого же цвета мергелей с редкими прослоями темносерых песчаников. Все породы серицитизированы и хлоритизированы, а местами ороговикованы. Видимая мощность свыше 100 м.

После перерыва около 500 м, считая вкрест простираения пород, обусловленного задернованностью, где, по нашим представлениям, отложения актейлякской свиты образуют небольшую антиклинальную складку, мы вновь встречаем выходы этой толщи, но уже более высокой ее части. Обнажения, дающие представление о верхней части, расположены в 3.5 км на юго-запад от пос. Актейляк и в 1.5 км к востоку от сопки Джумай-карашук. Здесь также породы актейлякской свиты находятся в контакте с гранитами, падая на ЗСЗ 280—290° под углом 45—60°. Среди них можно выделить следующие пачки (снизу):

1. Переслаивание темнозеленых тонкозернистых, полосатых кремнистых сланцев с черными и зеленовато-серыми кварцитовидными

- песчаниками. И песчаники, и сланцы слюдитые, хлоритизированные, местами ороговикованы. Видимая мощность около 80 м.
2. Темнозеленые и темносерые полосатые слюдитые песчаники, обычно толстослоистые (по 0.1—0.3 м) и мелкозернистые. Песчаникам подчинены тонкие прослои (до 0.1 м) зеленовато-серых хлоритизированных глинистых сланцев. Видимая мощность свыше 170 м.

Вторым районом распространения пород актейлякской свиты является мелкосопочник, прилегающий с запада к горам Кос-мурун. Здесь они обнажаются в восточном крыле уже описанной выше антиклинальной складки, ядро которой сложено кос-мурунскими известняками. Они собраны в ряд мелких гофрированных складок, с общим падением слоев на восток и юго-восток. Контакт актейлякских пород с известняками кос-мурунской свиты нам здесь наблюдать не удалось, так как местами он задернован, местами же перекрыт несогласно залегающими как на кос-мурунских известняках, так и на актейлякских породах более молодыми осадочными образованиями. Изучение в этом месте разреза актейлякской свиты позволило выделить следующие его части (снизу):

1. Чередование зеленовато-серых среднезернистых полимиктовых песчаников, кремнистых сланцев, мергелей и окварцованных известняков. Преобладают песчаники и сланцы; мергели и известняки образуют тонкие прослои, занимающие подчиненное положение. Все породы сильно изменены: окварцованы, хлоритизированы и содержат большое количество слюды. Мощность около 80 м.
2. Зеленовато-серые слюдитые, хлоритизированные кварцево-полевошпатовые песчаники и кремнистые сланцы с подчиненными прослоями листоватых, глинистых сланцев, достигающих 3—5 м мощности. Мощность свыше 200 м.

Отложения актейлякской свиты были обнаружены нами также на северо-восточных склонах гор Кос-мурун, где они обнажаются у подошвы высоты с отметкой 729 м. Зеленовато-серые полосатые песчаники и переслаивающиеся с ними кремнистые сланцы наклонены здесь на ЮВ под углом в 85—90°, контактируя на западе с гранитами. Эти песчаники и сланцы как по своему петрографическому составу, так и по внешнему облику не отличаются от соответствующих образований, вскрытых в районе сопки Джумай-карашук.

Сравнивая приведенные выше два разреза актейлякской свиты, легко видеть, что они дают единое представление о слагающих ее породах. В самом деле, как в горах Ортау, так и в горах Кос-мурун нижняя часть свиты представлена песчаниками, сланцами, известняками и мергелями, верхняя же сложена исключительно терригенными породами и никаких признаков известняковых осадков среди них не обнаружено. Такая последовательность в смене пород указывает на постепенность перехода от известняков кос-мурунской свиты к терригенным образованиям актейлякской толщи.

Песчаники актейлякской свиты нацело перекристаллизованы. Главная масса их сложена обломочными зернами кварца и полевых шпатов, размеры которых колеблются от 0.2 до 0.4 мм. Из полевых шпатов преобладают обломки калиевого полевого шпата, значительно реже встречаются обломки зерен альбита. В главной массе песчаников иногда наблюдаются распределенные тонкими полосками чешуйки слюды и хлорита

и мельчайшие, пылевидные зернышки магнетита, подчеркивающие слоистость породы. Очень часто в породе присутствует моноклинный пироксен (диопсид), чаще образующий аллотриоморфные выделения, но на границе с калиевым полевым шпатом кристаллы диопсида иногда имеют резкие идиоморфные очертания. Кроме перечисленных минералов в песчаниках в небольшом количестве присутствуют чешуйки сосюрита, зернышки кальцита, титано-магнетита и титанита. Сланцы от песчаников отличаются лишь тонкозернистостью агрегата главной массы, которая также состоит из мельчайших зернышек кварца и полевых шпатов. Сланцеватость их подчеркивается распределением чешуек слюды и пылевидной массы рудных минералов в виде тончайших полосок. Известняки и мергели, подобно песчаникам, окварцованы и перекристаллизованы, а в контакте с гранитами образуют скарны с выделением контактовых минералов.

Никаких органических остатков в породах актейлякской свиты нами не обнаружено. Общая мощность ее около 700 м. Смена кос-мурунских известняков терригенными породами свидетельствует о существенно ином морском режиме во время их образования. Весьма вероятно, что к этому времени породы ортавской свиты были выведены выше уровня работы волн и их разрушение послужило источником для накопления кластического материала актейлякских песчаников. Подобные поднятия, очевидно, имели место в более южных районах Казахстана (Моинтинский и др.).

Кызылтавская свита (S_1)

Под именем кызылтавской свиты мы выделяем мощную, занимающую обширные площади толщу тесно связанных между собой яшм, песчаников и эффузивных и туфогенных пород, которые образуют хорошо прослеживающиеся горизонты. Отложения кызылтавской свиты слагают вытянутые в меридиональном направлении гряды Сарытау и Кызылтау. Они собраны в ряд опрокинутых на запад складок, простирающихся на расстоянии свыше 6 км. Непосредственных контактов между образованиями актейлякской и кызылтавской свит мы не наблюдали. Наиболее полный разрез кызылтавской свиты вскрыт в южной части гряды Кызылтау, где устанавливается следующая последовательность пород (снизу):

1. Чередование покровов темнозеленых мелкозернистых хлоритизированных диабазов с покровами красных мелкозернистых ортофиров. Породы часто рассланцованы и пронизаны сетью кварцевых жил. Видимая мощность свыше 150 м.
2. Слои очень характерных брекчиевидных пород, состоящих из обломков красных и фиолетовых яшм, сцементированных светлым кварцевым цементом. Обломки яшм неправильной угловатой формы. Мощность около 20 м.
3. Переслаивание вишнево-красных, сургучных, фиолетовых, зеленых и реже белых яшм, дающих прекрасно выраженный раковистый излом. Яшмам подчинены слои кварцитов, окрашенных в светлосерые, розовые и желтые тона. Яшмы часто ожелезнены. Местами наблюдается распределение железа по тонким трещинам в виде вишнево-красных, охристых и темнубурых прожилков и полос, с выделением по стенкам трещин железной слюдки, а также пирита. Мощность свыше 250 м.
4. Чередование пачек таких же яшм и зеленовато-серых среднезернистых полимиктовых песчаников. Вверх число прослоев и суммарная мощность слоев песчаников возрастают. Видимая мощность более 500 м.

Эти породы образуют антиклинальную, опрокинутую на запад складку, постепенно погружающуюся на север под более молодые осадочные образования. Здесь в периклинальном окончании складки нами вновь пройден разрез отложений кызылтавской свиты. Последовательность в напластовании выделяемых пород рисуется в следующем виде (снизу):

1. Фиолетовые яшмы, хорошо слоистые, дают раковистый излом. Мощность около 40 м.
2. Зеленовато-серые мелкозернистые хлоритизированные и эпидотизированные полимиктовые песчаники, с подчиненными мало-мощными прослоями (3 — 4 м) зеленых кремнисто-хлоритовых сланцев. Мощность 100 м.
3. Вишнево-красные и сургучные массивные яшмы; пронизаны тонкой сетью кварцевых прожилков. Мощность 150 м.
4. Зеленовато-серые мелкозернистые хлоритизированные и эпидотизированные полимиктовые песчаники, подобно описанным выше. Мощность около 150 м.
5. Полосатые зеленые, фиолетовые и красные массивные яшмы. Мощность 100 м.
6. Песчаники и сланцы сарысуйской свиты. Видимая мощность свыше 800 м.

Легко видеть, что особенностью нижних горизонтов образований кызылтавской свиты является присутствие среди них лав. Более высокие горизонты ее характеризуются чередованием терригенных пород, преимущественно песчаников и реже сланцев, с кремнистыми породами — яшмами. При этом количество прослоев песчаников возрастает вверх по разрезу.

Несколько отличную картину мы наблюдали в грядях Сарытау. Образование кызылтавской свиты здесь лучше всего вскрыты в восточном крыле антиклинальной складки, которая испытывает погружение на север и на юг под более молодые отложения палеозоя. Составленный разрез дает следующее представление о последовательности пород (снизу):

1. Темнокрасные и фиолетовые массивные яшмы, слоистые по 0.1—0.3 м. Мощность около 60 м.
2. Покровы темнозеленых мелкозернистых диабазов, чередующиеся с прослоями зеленовато-серых полимиктовых песчаников. Мощность более 50 м.
3. Красные, фиолетовые, зеленые и пятнистые яшмы с подчиненными покровами диабазов, окрашенными в фиолетовые тона. Мощность 70 м.
4. Чередование покровов темнозеленых диабазов и такого же цвета прослоев полимиктовых песчаников. Мощность около 50 м.
5. Зеленые, реже красные, массивные яшмы, слоистые по 0.1—0.4 м, также с редкими покровами темнозеленых диабазов. Мощность 60 м.
6. Переслаивание яшм с полимиктовыми песчаниками. Мощность пачек яшм колеблется в пределах от 20 до 40 м, песчаников — от 20 до 70 м; в верхней части этих слоев количество песчаников возрастает. Мощность свыше 350 м.
7. Зеленовато-серые грубозернистые песчаники сарысуйской свиты. Видимая мощность 300 м.

Итак, отложения кызылтавской свиты гряды Сарытау отличаются от соответствующих образований района Кызылтау наличием среди собственно яшм покровов диабазов, тогда как в Кызылтау диабазы являются только самым нижним членом разреза и среди собственно яшм там обнаружены не были. Точно так же не были обнаружены в грядах Сарытау ортофиры, занимающие определенное положение среди пород Кызылтау. Верхние же части разрезов дают полное сходство: как в том, так и в другом случае они представлены переслаиванием яшм и песчаников. Учитывая наличие в разрезе Кызылтау ортофиров, а также характерных кварцитовидных пород, мы полагаем, что самые низы этого разреза среди яшм в районе Сарытау аналогов себе не находят. Появление же среди яшм в районе Сарытау покровов диабазов мы склонны объяснять фациальными изменениями. Это вероятно и потому, что, прослеживая по простиранию отдельные пачки яшм, песчаников и диабазов в грядах Сарытау, мы неоднократно наблюдали постепенное уменьшение мощности таких пачек, а нередко и выклинивание их за счет увеличения мощностей пород, их вмещающих.

Исследование диабазов под микроскопом показало, что они очень сильно изменены. Вкрапленники плагиоклазов нацело альбитизированы. Только в некоторых разностях удалось выяснить, что первичный плагиоклаз соответствовал лабрадору. По плагиоклазам развиваются эпидот, мелкозернистый агрегат соссюрита, а также тонкие волокнистые выделения актинолита и серицита. Цветной компонент представлен моноклинным пироксеном, повидимому авгитом. Из вторичных продуктов в нем наибольшим распространением пользуются хлорит, эпидот и уралит. Диабазы очень часто рассланцованы; трещины выполнены эпидотом, кальцитом, хлоритом, нередко также волокнистым агрегатом кварца.

Ортофиры кызылтавской свиты содержат вкрапленники анортотклаза, реже ортоклаза, сильно подверженные процессу альбитизации. Из вторичных минералов широким распространением пользуются хлорит, эпидот и мусковит.

Все яшмы сложены микрозернистым агрегатом кварца, размеры зерен которого колеблются в пределах от 0.001 до 0.04 мм в поперечнике. В некоторых разностях этих пород прослеживается тонкая слоистость, обусловленная чередованием полос, состоящих из зерен кварца различной величины. Все яшмы, кроме белых, ожелезнены. Соединения железа еще более подчеркивают слоистость породы, распределяясь в виде точечных, пылеобразных скоплений гематита, вытянутых в направлении слоистости. Среди однообразного поля зерен кварца в яшмах выделяются круглые и овальные тельца, как правило лишенные ожелезнения, или, во всяком случае, со значительно меньшим количеством пылеобразных скоплений соединений железа, чем в основной массе породы. Размеры этих телец колеблются в пределах от 0.1 до 0.3 мм. Они также сложены микрозернистым агрегатом кварца, с той лишь разницей, что эти зерна всегда более крупные, чем зерна основной массы. Кроме кварца в них встречаются отдельные кристаллики кальцита. Весьма вероятно, что эти тельца являются реликтами радиолярий, так как подобные им образования встречены П. Н. Кропоткиным в яшмах того же возраста совместно с несомненными радиоляриями, местами сохранившими свою структуру скелета.

Кварциты представлены светлосерыми, желтыми, палевыми, реже красными породами, сложенными хорошо заметными невооруженным глазом зернами кварца. Под микроскопом породы отличаются от яшм крупностью этих зерен (0.1—0.5 мм), отсутствием похожих на радиоля-

рии телец и менее четко выраженной слоистостью. Они также нередко гематитизированы. Выше мы отмечали, что среди кварцитов встречаются брекчиевидные разности, состоящие из обломков яшм различной величины, сцементированных кварцевым цементом. Следует подчеркнуть, что кварциты в породах яшмо-песчаниковой свиты образуют лишь редкие прослой, появляясь спорадически.

• Песчаники кызылтавской свиты окрашены в серые, наичаще зеленовато-серые тона. Близ контакта с яшмами они иногда принимают красноватый оттенок. Они состоят из зерен кварца и полевых шпатов. Зерна неправильной, угловатой формы, реже слабо окатанные, размерами от 0.5 до 1.5 мм. Сортировка зерен по величине, а также форме не наблюдается. Цемент кремнистый, представлен мелкозернистым агрегатом кварца. Соотношение между количеством зерен полевых шпатов и кварца не является величиной постоянной. В одних разностях песчаников преобладают кварцевые зерна, в других зерна полевых шпатов, в третьих они присутствуют приблизительно в равных количествах. Но чисто кварцевых или полевошпатовых песчаников мы не встречали. В состав основной массы песчаников иногда (редко) входят мелкие обломки яшм. Обломочные зерна кварца и полевых шпатов часто раздавлены.

Кремнистые сланцы, образующие тонкие прослой в породах кызылтавской свиты, окрашены в зеленовато-серые, реже фиолетовые тона. Они сложены микрозернистым агрегатом кварца, среди которого рассеяны редкие, более крупные обломочные зерна кварца и полевых шпатов. Подобно яшмам породы эти иногда гематитизированы.

Никаких органических остатков, за исключением описанных телец, похожих на радиолярии, в отложениях кызылтавской свиты не обнаружено.

Зная разрезы кызылтавской свиты и петрографический состав составляющих их пород, легко убедиться в резко обособленном положении ее среди других свит докембрия и нижнего палеозоя. В самом деле, время образования отложений кызылтавской свиты характеризуется широким развитием вулканической деятельности, выразившейся в излияниях мощных покровов лав, преимущественно основного состава. Подобное явление мы знаем только в верхней части ортавской свиты. При этом процесс эффузивной деятельности на протяжении времени образования отложений кызылтавской свиты претерпевал изменения. Если начало его ознаменовалось появлением порфиров и ортофиров, то в последующую стадию процесса происходили излияния диабазов, а далее, с течением времени, наблюдается постепенное затухание его и вероятно полное прекращение в верхах свиты. Но параллельно с извержением лав шел размыв и перенос терригенного материала, выразившийся в отложении песчаников, кварцитов и сланцев. Должно отметить, что размыву подвергались не только породы более древних толщ, но несомненно и породы собственно кызылтавской свиты, на что указывают присутствующие в песчаниках обломки яшм.

Наиболее характерными породами свиты являются яшмы. За последнее время большинство исследователей, изучавших яшмы, отвергло старый, весьма устойчивый взгляд на них как на продукт метаморфизма глубоководных радиоляриевых илов, и впервые в советской литературе выдвинуло предположение о связи этих пород с процессами вулканизма. При этом были прежде всего решительно опровергнуты доводы в пользу принадлежности яшм к глубоководным осадкам; было показано, что они часто ассоциируются с грубообломочными породами — песчаниками и даже конгломератами. Переслаивание же яшм с покровами эффузий, пре-

имущественно основного состава (порфириты и диабазы), позволило высказать предположение о том, что и яшмы следует рассматривать как продукт вулканической деятельности. Однако, если Л. С. Либрович (1935) усматривает причину выпадения кремнезема в результате «воздействия морской воды на остывающую лаву», то, по мнению В. С. Коптева-Дворникова, «кремнистые породы есть продукт фумарольно-гидротермального выноса кремнезема, который затем, осаждаясь электролитами морской воды, давал на дне водоемов скопление геля».

Подобные же высказывания о генезисе палеозойских яшм Центрального Казахстана находятся в работах Н. Г. Кассина (1931₁, 1934₂). «Разного рода туфы и туффиты, — говорит Н. Г. Кассин, — а также кремнистые и яшмовые породы (последние или в виде огромных линз или чаще в виде нетолстых, различно окрашенных пластов 0.5—3 м мощностью) переслаиваются с лавами постоянно. Связь кремнистых и яшмовых пород с вулканизмом отчетливая: где нет лав и туфов, нет и прослоев яшм; образование и отложение кремнистых и яшмовых пород нужно мыслить как отложение коллоидального осадка кремнезема на морском дне. Обильному и быстрому осаждению его способствовали явления, тесно связанные с вулканизмом. Вулканические извержения обычно сопровождаются значительным количеством водяных паров и горячих вод, содержащих в растворе кремнекислоту; иногда последняя находится в очень больших количествах (до 50% всего твердого остатка) в растворе термы; при взаимодействии вулканических вод с морской водой, кремнекислота, как показали опыты Moog et Meynard, быстро осаждается, и в короткий сравнительно промежуток времени на морском дне может осесть значительной мощности слой коллоидального кремнезема».

Наблюдения над условиями ассоциаций пород кызылтавской свиты, как легко можно было убедиться, лишь подтверждают точку зрения названных исследователей. Не разбирая сейчас взглядов Л. С. Либровича, исчерпывающую критику которых дал В. С. Коптев-Дворников, отметим, что мы также склонны рассматривать яшмы как результат выноса гидротермальных растворов кремнезема в морские водоемы и последующего его осаждения. В. С. Коптев-Дворников предлагает связывать яшмовидные породы с моментом или максимального затухания вулканической деятельности, или, напротив, с моментами нового ее оживления и вызванного этим оживлением энергичного выхода фумаролл и гидротерм. Исходя из этих представлений, он приходит к выводу, что времени образования горизонтов яшм палеозойских отложений восточного Урала предшествовали поднятия. Если взять очень грубую схему, то для Центрального Казахстана это положение также не лишено оснований. Действительно, как до образования яшм шло накопление терригенных пород (актеяльская свита), так и параллельно с их образованием происходило отложение обломочного материала. Следовательно, для изученного района можно говорить о процессе поднятий, но который не только предвещал, но и сопутствовал явлению яшмообразования.

Заканчивая на этом описание пород яшмо-песчаниковой свиты, следует отметить одну чрезвычайно важную, на наш взгляд, для объяснения генезиса яшм особенность отложений палеозоя Центрального Казахстана. В то время как на восточном Урале известно (В. С. Коптев-Дворников; Л. С. Либрович, 1935) несколько яшмовых свит; возраст которых измеряется отрезком времени от нижнего силура до верхнего девона включительно, для Центрального Казахстана доказана только одна эта толща яшм, залегающая под палеонтологически охарактеризованными породами готландия. Правда, отдельные прослои и линзы яшм распространены доволь-

но широко и в кембрийских и в девонских отложениях, но они везде играют ничтожную роль среди вмещающих их образований. Таким образом в Казахстане при наличии мощных покровов весьма разнообразных по составу эффузий девонского возраста, в противоположность восточному Уралу, толщи яшм отсутствуют. Чем объяснить эту разницу в строении разновозрастных отложений палеозоя, а следовательно и генезиса яшм Центрального Казахстана и восточного склона Урала — в настоящий момент мы не знаем.

Сарысу́йская свита (S₂)

Отложения сарысу́йской свиты занимают обширные площади. Они слагают мелкосопочник, расположенный между гряды Сарытау и Кызылтау, слагают также восточные склоны гряды Кызылтау, склоны долины правого берега р. Талды-эспе и отдельные мелкие сопки, выступающие из-под четвертичных отложений в долине р. Джаман. Все эти места распространения пород сарысу́йской свиты тесно связаны с районами развития образований кызылтавской толщи. Сарысу́йские отложения, подобно породам кызылтавской свиты, образуют здесь ряд изоклинальных складок, опрокинутых на запад. Складки, вытянутые в северо-западном, меридиональном и северо-восточном направлениях, часто прослеживаются на протяжении 2—5 км, испытывают общее погружение на север и, подходя к левому берегу р. Джаман-Сарысу, теряются под четвертичными отложениями. Вторым районом распространения отложений сарысу́йской свиты является мелкосопочник, прилегающий с запада к горам Кос-мурун, где кызылтавская свита отсутствует. Как уже неоднократно отмечалось выше, в строении этого мелкосопочника принимают участие одни из наиболее древних отложений, — породы кос-мурунской и актейлякской свит, которые образуют восточное крыло антиклинальной складки, интродуцированное небольшим гранитным массивом. Именно на этих древних осадочных породах, а также непосредственно на гранитах и залегают отложения сарысу́йской свиты. Они протягиваются в виде двух узких разобщенных полос вдоль склонов гранитного массива. Небольшие выходы сарысу́йских пород были обнаружены также у подошвы сопки Джолтау и на северо-восточном окончании гор Кос-мурун. В первом случае они залегают на породах ортавской свиты, во втором — на отложениях актейлякской свиты. Достаточно уже этих кратких сведений о залегании образований сарысу́йских отложений, чтобы сделать заключение о необычном характере границы между ними и подлежащими им породами. И действительно, повсеместно мы наблюдали трансгрессивное, а в ряде случаев и несогласное залегание отложений сарысу́йской свиты на породах более древних толщ. В средней части мелкосопочника, прилегающего с запада к горам Кос-мурун, прекрасно видно, как базальные конгломераты сарысу́йской свиты несогласно залегают на сложно дислоцированных известняках кос-мурунской толщи. Если известняки, собранные в ряд мелких складок, образуют углы падения слоев в среднем порядка 70—90°, то залегание сарысу́йских пород характеризуется углами в 45—60°. Подобные же соотношения видны в северной части мелкосопочника, с той лишь разницей, что отложения сарысу́йской свиты залегают здесь не только на кос-мурунских известняках, но и на породах актейлякской толщи. В районе сопки Джолтау также устанавливается угловое несогласие между ортавской и сарысу́йской свитами. Ортавские породы падают под углами в 60—70°, в то время как покоящиеся на них

конгломераты сарысуйской свиты образуют углы падения порядка 25—35°. Напротив, в области развития пород кызылтавской толщи ясно выраженного углового несогласия мы не наблюдали. Однако, прослеживая контакты между породами кызылтавской и сарысуйской свит в грядях Сарытау и Кызылтау, легко убедиться в срезании последними пачек яшм и покровов диабазов, причем в одних случаях это срезание совершается на сравнительно коротких расстояниях — 1—2 км (восточный склон гряды Сарытау, западный склон гряды Кызылтау), в других — на протяжении 5 км и более (восточный склон гряды Кызылтау). Таким образом и здесь мы можем говорить о трансгрессивном залегании образований сарысуйской свиты, тем более что нижним членом последних являются грубообломочные породы — песчаники и конгломераты.

В области развития пород кызылтавской толщи отложения сарысуйской свиты представлены наиболее полно. На основании осмотра ряда обнажений нам удалось составить несколько разрезов этих образований, которые мы и приводим ниже.

Разрез мелкосопочника, прилегающего к западному склону гряды Кызылтау (описание снизу):

1. Песчаники среднезернистые и грубозернистые, зеленовато-серого и голубовато-серого цвета; состоят преимущественно из зерен кварца и полевых шпатов. Они переслаиваются с такого же цвета конгломератами. Галька конгломератов обычно хорошо окатана (5—7 см в поперечнике), по составу она довольно разнообразна: преобладает галька яшм и кварца, но часты также обломки диабазов, серицитовых и кремнистых сланцев и других пород. Песчаникам и конгломератам подчинены непостоянные в разрезе прослои зеленовато-серых и красноватых кремнистых, реже глинистых сланцев.
2. Чередование пачек среднезернистых и мелкозернистых, зеленовато-серых, полимиктовых песчаников с пачками зеленовато-серых глинистых и кремнистых сланцев. Суммарная мощность слоев песчаников больше суммарной мощности сланцев. Конгломераты в этой части разреза отсутствуют.
3. Зеленые и серые листоватые, глинистые, реже кремнистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников, подобных описанным выше (2). Некоторые разности сланцев окрашены в красный и фиолетовый цвет. Общая мощность свыше 1500 м.

Разрез мелкосопочника, прилегающего к восточному склону гряды Кызылтау (описание снизу):

1. Зеленовато-серые, реже голубовато-серые, средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники. Песчаникам подчинены прослои зеленовато-серых и красноватых кремнистых и глинистых сланцев.
2. Зеленовато-серые глинистые сланцы с подчиненными прослоями такого же цвета мелкозернистых полимиктовых песчаников. Общая видимая мощность более 1000 м.

Разрез мелкосопочника, расположенного вдоль правого берега ф. Талды-эспе, против гряды Конур-адыр (описание снизу):

1. Конгломерат, гальки которого сцементированы зеленовато-серым, песчанистым цементом. Размеры галек и их состав чрезвычайно разнообразны. Часто это валунные конгломераты с валуна-

ми величиной до 1 м в поперечнике. И валуны и гальки, как правило, хорошо окатаны. Они представлены светлосерыми плагиогранитами, гранит-порфирами, гнейсами, диабазами, порфирирами, соскритизированными 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.
3. В верхней части песчанниковой толщи появляются прослои зеленовато-серых глинистых сланцев. Общая видимая мощность свыше 1500 м.

Все породы сарысуйской свиты несут следы метаморфизма. Они хлоритизированы, эпидотизированы, а нередко и серицитизированы. Метаморфизованы они все же слабее, чем породы актейлякской и ортавской свит, и микроскопически легко отличаются от последних своим более свежим обликом, более светлыми тонами окраски, а также меньшим содержанием серицита.

Изучение галек из конгломератов сарысуйской свиты позволило выделить среди них несколько групп пород. Повидимому, наиболее древними следует считать гранито-гнейсы и двуслюдистые гнейсы. Гранито-гнейсы представляют гнейсовидную породу, состоящую из кварца и полевого шпата. Калиевый полевой шпат, относящийся к микроклину, нередко нацело замещен эпидотом, хлоритом и кальцитом. Цветной компонент представлен моноклинным пироксеном — авгитом. Подобно полевым шпатам, цветной компонент очень часто нацело замещен хлоритом. Именно такие гранито-гнейсы были обнаружены нами среди массива плагиогранитов, слагающих южную часть мелкосопочника, прилегающего с запада к горам Кос-мурун. В двуслюдистых гнейсах хорошо выделяются сложенные кристаллами кварца полосы, чередующиеся с более тонкими полосками, сложенными пластинками слюды. Слюда представлена биотитом и мусковитом. Нигде в районе исследования подобных гнейсов мы не встречали. Вероятно они относятся к группе докембрийских образований, которые, как мы уже отмечали выше, по данным В. Ф. Беспалова и А.П. Лебедева, развиты в 10—15 км к югу от изученной нами площади.

Галька плагиогранитов относится к среднезернистым гранитам с серицитизированными полевыми шпатами и хлоритизированным цветным компонентом. Среди полевых шпатов удалось определить калиевый полевой шпат, представленный микроклином пертитом, и плагиоклаз, представленный альбит-олигоклазом. У нас нет сомнений, что эти породы относятся к доготландским интрузиям, небольшой массив которых расположен между горами Ортау и Кос-мурун. В обломках гранит-порфиров выделяются вкрапленники кварца и ортоклаз-пертита; структура основной массы микрогранитная, цветной компонент нацело замещен хлоритом. Гальки сильно измененных серицитизированных и хлоритизированных песчаников и сланцев похожи на породы актейлякской и ортавской свит. Очень хорошо распознаются гальки диабазов, порфиритов, яшм и кварцитов из кызылтавской свиты.

Песчаники сарысуйской свиты разнообразны по величине составляющих их обломочных зерен. Можно выделить целую серию их разностей —

от микрозернистых до грубообломочных, переходящих в конгломераты. Но все они характеризуются постоянством минералогического состава зерен и обломков пород. Обычно в каждой разности песчаника более 60—70 % породы сложены зернами кварца и полевых шпатов. Эти зерна неправильной, угловатой формы, реже со слабо окатанными углами и совсем редко с хорошо окатанными. Обломки пород те же, что и в конгломератах, с той лишь разницей, что резко преобладают обломки яшм и кварцитов кызылтавской свиты. Цемент песчаников обломочный, состоит из мельчайших зернышек кварца и полевых шпатов.

Глинистые сланцы сарысуйской свиты характеризуются чередованием тончайших (в долях десятых миллиметра) полосок, сложенных или микрозернистым агрегатом кварца или еще более мелким пылевидным глинистым веществом. Эти полоски глинистого вещества часто выклиниваются или, напротив, раздуваются и образуют волнистую поверхность. На отдельных участках такого сланца развиваются агрегаты вторичного кварца и кальцита. В глинистом веществе присутствуют хлорит и серицит. Часто наблюдаются переходы от глинистых сланцев к кремнистым, которые нацело сложены мельчайшими зернышками кварца.

Итак, изучение разрезов сарысуйской свиты в области развития образований кызылтавской свиты показывает, что их породы сложены исключительно обломочным материалом. Не вызывает сомнений также и то обстоятельство, что во время образования верхней части свиты произошло накопление менее грубого материала, чем во время образования ее нижней части. Однако, несмотря на большую мощность (свыше 1500 м) этих пород, нам не удалось подразделить их на более дробные горизонты, ибо и песчаники и конгломераты нижней части на коротких расстояниях замещают друг друга, точно так же как замещают друг друга песчаники и сланцы верхней части. Можно говорить только о направленности процесса седиментации терригенных осадков от грубых к мелко- и тонкообломочным.

Ознакомившись с наиболее полными разрезами отложений сарысуйской свиты, рассмотрим теперь сокращенные разрезы, которые были изучены в мелкосопочнике, прилегающем с запада к горам Кос-мурун. Чтобы дать наглядное представление о последовательности и характерах фациальных изменений вскрытых здесь пород, мы приведем несколько подобных разрезов, связанных единой структурой и расположенных на расстоянии от 500 м до 2 км один от другого.

I. Разрез западных склонов мелкосопочника, отвечающий своду антиклинальной складки.

Отложения сарысуйской свиты залегают трансгрессивно и несогласно на кос-мурунских известняках или на размытой поверхности массива плагиигранитов и связанных с ними основных глубинных пород.

1. Нижним членом их является пачка чередующихся между собой слоев конгломератов и сланцев. Конгломераты темносерые, состоят из обломков и галек подстилающих их пород, сцементированных песчаным или глинистым цементом. Наблюдаются как хорошо окатанные гальки и валуны, так и обломки с острыми углами; размеры их достигают 0.4 м в поперечнике. В тех случаях, когда сарысуйские породы залегают на известняках, обломки и галька последних в конгломератах преобладают, причем встречаются как нормальные неизменные известняки, так и сильно окварцованные их разности. Напротив, когда подстилающими породами конгломератов являются интрузивные породы, в галь-

ках преобладают последние, причем отчетливо выделяются обломки плагиогранитов, гранито-гнейсов и габбро. Сланцы темносерые с зеленоватым оттенком, глинистые, местами песчано-глинистые, листоватые. Часто можно наблюдать выклинивание слоев сланцев и замещение их конгломератами. Мощность около 20 м, местами увеличивается до 35—40 м.

2. Выше следуют зеленовато-темносерые глинистые и песчано-глинистые, хлоритизированные и серицитизированные сланцы. Мощность 60—65 м.
3. Сланцы вновь сменяются конгломератами, но эти конгломераты сильно отличаются от нижележащих. Составляющие их гальки и валуны (1 м) хорошо окатаны. Кроме обильной гальки плагиогранитов, гранит-порфиров и известняков, много также гальки яшм, серицитизированных песчаников, сланцев и кварцевой гальки. Однако сортировки последних ни по составу, ни по величине не наблюдается. Скреплены они грубым песчаным, реже глинистым цементом. Мощность 55—60 м.
4. Конгломераты постепенно переходят в песчаники. Песчаники кварцево-полевошпатовые средне- и мелкозернистые, окрашенные в зеленоватые и буроватые тона. Эти песчаники часто известковистые. Они переслаиваются со светлосерыми кристаллическими известняками, содержащими неопределимые ближе ядра брахиопод и обломки члеников криноидей. Мощность 20—25 м.
5. Выше песчаников и известняков располагаются темносерые и зеленоватые сланцы. Они глинистые, реже кремнистые, содержат подчиненные прослои зеленовато-серых мелкозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников. Видимая мощность более 50 м.

II. Разрез юго-восточных склонов мелкосопочника, отвечающий восточному крылу антиклинальной складки (описание снизу):

1. На размытой поверхности массива древних интрузий, а местами на известняках кос-мурунской свиты залегают конгломераты. Галька этих конгломератов состоит из плагиогранитов, габбро, известняков и кремнистых пород (кварцитов, яшм). Мощность до 35 м.
2. Светлосерые кристаллические, массивные, часто окварцованные известняки. Мощность 10—15 м.
3. Темносерые, тонкослоистые серицитовые ороговикованные сланцы, переслаивающиеся с такого же цвета мелкозернистыми серицитизированными песчаниками. Внизу прослеживаются тонкие прослои окварцованных известняков. Эта часть разреза подверглась воздействию контактового метаморфизма со стороны гранитов герцинского возраста гор Кос-мурун, с которыми сланцы и песчаники сарысуйской свиты в этом месте соприкасаются. Видимая мощность 30 м.

III. Разрез восточных склонов мелкосопочника, его центральной части, отвечающий восточному крылу антиклинальной складки (описание снизу):

1. Серые, местами окрашенные в зеленоватые и желтоватые тона конгломераты. Галька хорошо окатана и варьирует в размерах от горошины до 0.5 м в поперечнике. Преобладает галька кварцитов, кварца и яшм. Сравнительно меньше, но все же много гальки плагиогранитов и гранит-порфиров, реже встречается

галька габбро, известняков и серицитизированных песчаников. В верхней части галька меньших размеров, не превышает 3 см в диаметре. В этих мелкогалечных конгломератах хорошо виден состав цемента; он представлен обломочными зернами кварца и полевых шпатов. Мощность около 30 м.

2. Переслаивание серых, зеленовато-серых и светлосерых кварцево-полевошпатовых песчаников. Они иногда содержат гальки тех же пород, что и конгломераты. Местами наблюдается косая слоистость. Мощность песчаников 15—20 м.
3. Переслаивание светлосерых и зеленовато-серых кристаллических известняков с известковистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками. Отдельные прослои известняков состоят из ближе неопределимых колоннальных кораллов и мшанок. Кроме кораллов и мшанок встречаются брахиоподы (*Atrypa* sp., *Camarotoechia* sp.) и большое количество обломков члеников криноидей. Видимая мощность около 10 м.

IV. Разрез северных склонов мелкосопочника, отвечающий восточному крылу складки.

Образования сарысуйской свиты залегают трансгрессивно и несогласно на кос-мурунских известняках, а местами на породах актейлякской свиты.

1. Нижним членом их являются конгломераты, состоящие из крупной гальки (до 15—20 см в поперечнике) габбро, известняков и кварцитов. Цемент известковистообломочный. Мощность более 20 м.
2. Выше величина гальки становится меньше и наблюдается постепенный переход к грубозернистым песчаникам. В последних также встречаются прослои галечника мощностью 0.5—10 см. Мощность около 20 м.
3. Грубозернистые песчаники сменяются среднезернистыми и мелкозернистыми, в которых местами хорошо видна слоистость. Этим песчаникам подчинены маломощные прослои грубозернистого песчаника и галечника. Мощность 25 м.
4. Венчают разрез светлосерые мелкокристаллические, массивные известняки, среди которых встречаются прослойки песчаников. Видимая мощность около 10 м.

В некоторых случаях конгломераты и песчаники отсутствуют и видно трансгрессивное налегание известняков на породы актейлякской свиты. Известняки содержат богатую фауну, но плохо сохранившуюся. Отдельные слои переполняют раковины брахиопод, стебли криноидей, мшанки, реже кораллы и гастроподы. Из них удалось определить: *Camarotoechia nucula* S o w., *Wilsonia wilsoni* S o w., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Dalmanella* cf. *lunata* S o w., *Rhynchotreta* aff. *cuneata* S o w., *Atrypa reticularis* Lin n., *Strophomena* sp., *Orthis* sp., *Favosites* sp., ближе неопределимые одиночные кораллы из группы *Rugosa*.

Сравнивая между собой приведенные разрезы, легко видеть, что слагающие их породы, сохраняя единство последовательности, претерпевают все же существенные замещения. Так, например, под известняками, которые являются довольно выдержанным горизонтом, в одном случае прослеживаются пачки сланцев, в других они отсутствуют и вся нижняя часть разреза сложена песчаниками и конгломератами. Так же непостоянны соотношения и между последними. Наконец, сами известняки не всегда представляют горизонт, сложенный только одной этой поро-

дой. Нередко наблюдается чередование их с терригенными породами — песчаниками и сланцами.

Сокращенный разрез отложений сарысуйской свиты был изучен также при осмотре обнажений вдоль восточных склонов сопки Джолтау. Здесь несогласно и трансгрессивно на образованиях ортавской свиты располагаются следующие породы (снизу):

1. Серые конгломераты, состоящие преимущественно из гальки кварца, кварцитов и яшм, реже порфиринов и гранит-порфинов. Галька слабо окатана, в среднем величиной от 0.5 до 10 см в поперечнике. Мощность 15—20 м.
2. Конгломераты сменяются светлосерыми массивными известняками. Видимая мощность около 10 м.

Находки фауны в сокращенных разрезах отложений сарысуйской свиты позволяют вполне точно определить их возраст. В самом деле, такие формы, как *Wilsonia wilsoni* Sow., *Camarotoechia nucula* Sow., *Dalmanella lunata* Sow. и *Rhynchotreta cuneata* Sow., являются типичнейшими представителями фаун готландия, широко распространенными в соответствующих образованиях Англии, Богемии, Подолии, Восточного Урала, Средней Азии и других областей. В последнее время английские геологи, занимавшиеся стратиграфией отложений готландия, пришли к выводу, что *Wilsonia wilsoni* и *Dalmanella lunata* характерны для верхних слоев лудловского яруса. В разрезах Kerry они выделяют даже определенные горизонты с наиболее встречающейся формой *Dalmanella lunata*; следуя взглядам этих позднейших исследователей, мы находим возможным отнести отложения, заключающие фауну, именно к этим верхним слоям лудловского яруса. Наше предположение тем более вероятно, что форм, указывающих на более низкие слои готландия, обнаружено не было. Однако, зная возраст пород сокращенных разрезов сарысуйской свиты, мы еще не можем говорить о равнозначном возрасте отложений более полных разрезов, которые, как мы указывали, залегают выше образований кызылтавской свиты и в своем распространении тесно связаны с ними. Чтобы осветить этот вопрос, мы вынуждены обратиться к наблюдениям, произведенным за пределами района исследований. В палеозойском массиве Центрального Казахстана давно известна толща серых и зеленовато-серых обломочных пород — конгломератов, песчаников и сланцев, с подчиненными редко встречающимися прослоями и линзами известняков. В известняках и в известняковистых разностях терригенных пород этой толщи обычны находки фаун готландия. Наибольший интерес представляют результаты изучения соответствующих образований сотрудниками Академии Наук, произведенного вдоль южной окраины Карагандинского бассейна (Богданов, 1939), в хребте Чингиз (Маркова, 1940) и в северо-восточном Прибалхашье (Вахрамеев, 1941). Оказывается, что везде породы готландия, охарактеризованные палеонтологически, залегают в нормальной последовательности выше свиты яшм. При этом породы свиты яшм обнаруживают сходство с породами кызылтавской свиты, а образования готландия — с отложениями полных разрезов сарысуйской свиты. Так, в северо-восточном Прибалхашье нижняя часть свиты яшм представлена чередованием покровов основных эффузий с песчаниками, яшмовидными породами и подчиненными прослоями альбитофинов; в верхней части она сложена только песчаниками и яшмами. Покоящиеся на них породы готландия несут в основании базальный конгломерат, выше следуют зеленовато-серые песчаники, постепенно начинающие переслаиваться со слан-

цами. Песчаникам и сланцам подчинены маломощные прослои известняков и известковистых песчаников, в которых и была обнаружена фауна готландия (*Leptaena euglypha* S o w., *Dalmanella crassa* L i n d s t., *Spirifer elevatus* Dalm. и др.). Мы привели этот разрез, чтобы показать его полную аналогию с разрезами яшмо-песчаниковой и сарысуйской свит. С равным успехом можно было бы разобрать и разрезы южной окраины Карагандинского бассейна и хребта Чингиз.

Итак, полные разрезы отложений сарысуйской свиты, как и сокращенные, не вызывают сомнений в принадлежности составляющих их пород к готландию. Однако во всех трех указанных пунктах фауны готландия были найдены или в нижней или в средней части толщи, причем эти фауны не древнее уинлокского яруса и не моложе средней части лудловского яруса (слои с *Conchidium bilocularae* южной окраины Карагандинского бассейна). Таким образом сокращенные разрезы отложений готландия района гор Ортау и Кос-мурун можно сопоставлять только с верхней частью более полных разрезов сарысуйской свиты. В пользу последнего взгляда говорит и характер осадочных образований, которые, как видели, в обоих случаях, если не считать базальный конгломерат сокращенных разрезов, представлены преимущественно более тонким обломочным материалом — сланцами, а иногда и химическими осадками — известняками. Несомненно, что ко времени готландия многие участки обширной территории Центрального Казахстана были выведены выше уровня работы волн или представляли собой сушу. Снос с таких приподнятых участков и послужил источником накопления кластических образований готландия. Разумеется, эти участки постепенно захватывались разраставшейся трансгрессией моря. С нашей точки зрения таким участком и являлась область, расположенная между горами Ортау и Кос-мурун (вероятно и к югу от них), которая погрузилась под уровень вод в лудловское время, чем и обусловлено в этих местах наличие сокращенных разрезов отложений сарысуйской свиты.

Кызылтавскую свиту мы условно относим к ордовика, проводя границу между ордовиком и готландием в основании базальных конгломератов сарысуйской толщи. Условность этой границы, которую, впрочем, принимаем не только мы, но и все исследователи Казахстана, подчеркивается также и тем обстоятельством, что нигде в Центральном Казахстане фаун самого нижнего яруса готландия — лландоверийского — не обнаружено, в то время как непосредственно выше базальных конгломератов толщи готландия часты находки фаун уинлокского яруса (например, станция Басога, Н. Ф. Балуховский, 1937). Следовательно, до находок фаун лландоверийского возраста мы не можем быть уверены в справедливости принимаемых построений. Возможно, что, обнаружив такие фауны, мы вынуждены будем границу между ордовиком и готландием несколько опустить.

Переходя к оценке возраста более древних свит, мы вновь вынуждены обратиться к наблюдениям, произведенным за пределами района исследований. В хребте Чингиз (см. работу Н. Г. Марковой, 1948), в основании разреза отложений нижнего палеозоя располагаются серые и темносерые кристаллические известняки, заключающие обильную фауну трилобитов: *Agnostus fallax*, *Anomocarae convexa*, *Dorypiga* sp. нижнего и среднего кембрия. Выше известняков следует мощный комплекс основных эффузий и их туфов, в средней части которого и выше начинают встречаться покровы альбитофиров. Венчается разрез отложений нижнего палеозоя хребта Чингиз свитой яшм, на породах которой трансгрессивно и несогласно располагаются отложения готландия. Сравнивая приведенный разрез

хребта Чингиз с соответствующими образованиями района гор Ортау и Кос-мурун, мы невольно приходим к выводу о наличии сходства в строении нижнего палеозоя этих двух далеко расположенных друг от друга участков Центрального Казахстана. В самом деле, и в хребте Чингиз и в горах Ортау и Кос-мурун нижним членом разреза являются кристаллические известняки. В процессе камеральных работ мы имели возможность сравнить эти известняки, которые, оказалось, обнаруживают полнейшее сходство как по петрографическому составу, так и по своим структурным особенностям. Как уже отмечалось, для известняков хребта Чингиз и кос-мурунской свиты характерна тонкая, волнистая, реже косая слоистость, позволяющая легко отличить их в полевых условиях от известняков иных возрастов.

Выше известняков сходство разрезов несколько нарушается. Однако это различие мы склонны объяснять фациальными изменениями. И действительно, породы кызылтавской свиты, а в хребте Чингиз покровы эффузивных свит покрываются осадочными образованиями готландия.

Исходя из данного сопоставления разрезов, мы находим возможным параллелизовать породы кос-мурунской и актейлякской свит с известково-сланцевой свитой нижнего и среднего кембрия хребта Чингиз. Вопрос о присутствии отложений верхнего кембрия, как, впрочем, и в хребте Чингиз, остается открытым. Породы ортавской свиты, также руководствуясь разрезом Чингиза, мы относим к верхнему протерозою. Мы прекрасно понимаем, что принятая корреляция разрезов гор Ортау и хребта Чингиз не является достаточно убедительной, тем более, что образования нижнего палеозоя до последнего времени все же остаются мало изученными. Но на данной стадии исследований иного критерия для определения возраста немых свит района гор Ортау и Кос-мурун не имеется. Насколько справедливы наши выводы — покажут работы ближайших лет.

Метаморфические породы (М)

Под именем метаморфических пород мы выделяем группу как осадочных, так и эффузивных образований, которые подверглись интенсивному воздействию контактового метаморфизма со стороны гранитов массива гор Ортау. Первоначальный состав их настолько изменен, что мы лишены возможности сказать, к какой из выделенных свит протерозоя или нижнего палеозоя их следует относить. Метаморфические породы были обнаружены в трех пунктах: на восточном склоне гор Ортау в 3.5 км к юго-западу от сопки Джолтау, на северо-восточной оконечности этих гор и на их северо-западных склонах. К юго-западу от сопки Джолтау они образуют изолированное «пятно» среди поля гранитов; в двух других пунктах протягиваются узкими лентами, шириной до 500 м, окаймляя склоны гранитного массива.

Метаморфические породы лучше всего были изучены в «пятне», расположенном к юго-западу от сопки Джолтау. Они образуют здесь небольшую антиклинальную и сопряженную с нею синклинальную складку, опрокинутые на запад. Представлены они темносерыми и черными ороговикованными породами, с хорошо сохранившейся первоначальной слоистостью. Изучение этих пород под микроскопом позволило выделить среди них черные биотитовые роговики, ороговикованные туфы плагиоклазовых порфиринов, а также ороговикованные лавы с реликтами фельзитовой и трахитовой структур.

Подобные роговики и ороговикованные породы вскрыты и на северо-западных и северо-восточных склонах гор Ортау. Во всех трех пунктах

их распространения они несогласно перекрыты агломератовой толщей нижнего девона. Следовательно, их возраст никак не моложе готландия. Присутствие же в метаморфических породах образований несомненно вулканического происхождения заставляет относить их к свитам более древним, чем сарысуйская, ибо в разрезах последней, как мы знаем, никаких признаков лав и пирокластического материала обнаружено не было. Возможно, что эти контактово-метаморфизованные породы следует параллелизовать с разрезами кызылтавской или ортавской свит, что не противоречило бы особенностям тектонического строения района.

2. Отложения среднего палеозоя

От пород нижнего палеозоя эти отложения отличаются меньшей степенью дислоцированности и метаморфизма, совершенно иным характером слагаемых ими структур, большей пестротой литологического состава с большим удельным значением эффузивных пород. Выделяются два участка, характеризующиеся сплошным развитием этих пород: 1) на северном окончании гор Ортау, где отложения среднего палеозоя образуют довольно обширную Ортавскую мульду, протягивающуюся дальше к северу до оз. Коктун-куль уже за пределы района исследований; 2) между северо-восточным склоном хребта Кос-мурун и долиной р. Талды-аспе, где средний палеозой слагает Тастаускую мульду.

В серии среднепалеозойских пород, весьма разнообразных по своему составу, на основании петрографической характеристики и наличия палеонтологически охарактеризованных горизонтов мы выделяем ряд свит, имеющих частью стратиграфическое, частью фациальное значение.

Эффузивно-туфогенный комплекс (D_1-D_2)

На интенсивно дислоцированные породы нижнего палеозоя трансгрессивно и местами со значительным угловым несогласием ложится комплекс пород, очень пестрый как в текстурном и структурном отношении, так и по минералогическому составу. Эта мощная толща эффузивов, сопровождающаяся целой серией пирокластических образований: лаво-агломератов, туфоагломератов, туфо-конгломератов, туфов, туффитов и туфо-песчаников. Эта толща занимает наиболее низкое стратиграфическое положение, слагая борта молодых синклиналей и обнажаясь в ядрах осложняющих их антиклинальных складок. Изучение стратиграфического разреза, составленного на северо-восточном и северо-западном склонах Ортау, позволяет наметить две свиты.

Нижняя часть разреза была изучена близ гранитного массива на северо-северо-восточном окончании гор Ортау (гряды Джолтау). Эффузивы залегают здесь местами на известняках и конгломератах готландия, местами на породах ортавской свиты. Породы ортавской свиты падают под углами в $60-80^\circ$ к СЗ $270-300^\circ$. Благодаря хорошо выраженной флюидальной структуре в эффузивах были замерены падения, колеблющиеся в пределах ЮЗ 240° и СЗ 300° с более пологими углами в $25-40^\circ$. Таким образом здесь наблюдается явное угловое несогласие между породами докембрия и эффузивами девона, достигающее $30-40^\circ$.

Разрез эффузивной свиты гряды Джолтау представляется в следующем виде (снизу):

1. Кварцевый порфир зеленовато-серого цвета с микрозернистой основной массой, с крупными ($0.1-0.3$ см) вкрапленниками кварца и полевого шпата.

2. Пачка серых и зеленовато-серых лав с резко выраженной флюидальностью. Основная масса фельзитовой структуры; в темно-серых полосах встречаются очень мелкие редкие вкрапленники кварца.
3. Кварцевый порфир серого цвета, сильно давленный, рассланцованный.
4. Полевошпатовый порфир темносерого цвета, рассланцованный, обогащенный хлоритом и серицитом.
5. Полевошпатовый порфир темносерого цвета, массивный, толстоплитчатый, с выделением хлорита и темных минералов по плоскостям сланцеватости. Общая мощность около 300 м.

С размывом на эти слои ложится:

6. Конгломерат, состоящий из плохо окатанной гальки порфира, порфирита, кремневой гальки и гальки известняка, достигающей 5 м в поперечнике, в среднем в 9—10 см. Мощность около 30 м.
7. Толща агломератовых туфов, состоящих из обломков порфирита весьма разнообразной величины и формы.
8. Мандельштейны с пустотами, выполненными кальцитом. Мощность 10 м.

Более полный разрез верхней части эффузивной свиты наблюдается на северо-западном склоне хребта Ортау, где ее образования трансгрессивно ложатся на метаморфизованные породы нижнего палеозоя:

1. Лаваагломерат светлосерого цвета, в обломках преобладают порфиры, порфириты и туфы серо-зеленого цвета. В цементе хорошо видны порфиновые выделения полевого шпата.
2. Лаваагломерат серого цвета с очень крупными обломками, достигающими 30—40 см в поперечнике. В основной массе этой лавы также хорошо заметны порфиновые выделения. Обломки состоят из весьма разнообразных пород: порфиритов, туфов, песчаников, яшм и порфиров. Агломерату подчинены маломощные прослои кварцевых порфиров светлосерого цвета, мощностью до 10 м. Общая мощность 100 м.

Как видно из приведенных разрезов, более низкие горизонты эффузивной свиты представлены рассланцованными кварцевыми порфирами, верхние же сложены агломератами с подчиненными прослоями порфиров. Отсутствие полного разреза эффузивной свиты на северном и северо-западном склонах Ортау, где нами наблюдались лишь небольшие «останцы» этих пород, трансгрессивно лежащих на более древних образованиях, может объясняться последующим размывом, а также и тем обстоятельством, что они попадают в поле гранитного тела, которое дает с ними активные контакты.

Наиболее мощное развитие описанных эффузивов дают разрезы Тастауской мульды, откуда свита названа нами тастауской. Мощность ее образований, слагающих в Тастауской мульде две антиклинальных складки, достигает 600—700 м. О характере этой свиты в пределах Тастауской мульды дает представление следующий разрез (снизу):

1. Чередование лаваагломератов и туфов.

1. Лаваагломерат темнофиолетового цвета, в основной массе видны вкрапленники полевых шпатов. Обломки состоят преимущественно из порфиров и туфов.
2. Туфы темносерого цвета с фиолетовым оттенком, плотные, среднезернистые. Мощность 70—80 м.

Лавоагломераты сменяются эффузивами, среди которых можно выделить следующие разности:

- II. 1. Кварцевый порфир серого цвета с большим количеством вкрапленников, достигающих 3 мм в поперечнике.
2. Кварцевый порфир темнофиолетового цвета; основная масса фельзитового сложения, много вкрапленников полевых шпатов и мелких вкрапленников темноцветных минералов.
3. Темнозеленый, очень плотный, тонкозернистый кварцевый порфир с крупными вкрапленниками полевого шпата; встречаются ксенолиты туфогенных песчаников. Этим разностям лав подчинены прослои темнофиолетовых и темнозеленых туфов. Общая мощность около 200 м.

III. Выше следуют такие же порфиры, чередующиеся с туфоагломератами. Мощность около 200 м.

Тастауская свита характеризуется рядом особенностей, которые дают возможность отличать ее лавы от эффузивов как нижнего палеозоя, так и более высоких слоев. Они представлены чаще сланцеватыми, реже массивными порфирами с эвпорфировой структурой зеленовато-серых, темносерых и темнофиолетовых тонов. Состав излившихся лав, преимущественно кислых, лишь изредка менялся в сторону повышения основности, давая излияния порфиров, бедных кварцем.

Мощный комплекс пирокластических образований (агломератов, туфов, туфо-песчаников) с подчиненными ему маломощными прослоями кварцевых порфиров относится к верхней части свиты. Как видно из приводимого выше разреза гряды Джолтау, этот комплекс лежит трансгрессивно на толще кварцевых порфиров. Подтверждения последнему обстоятельству мы видим: 1) в появлении конгломератов в основании агломератовой толщи, с преобладанием в составе гальки таких пород, как порфириты, песчаники, кремни, а также порфиры; 2) в более основном составе обломков лавоагломератов, среди которых много разнообразных порфиритов и песчаников, нигде в исследованном районе не встреченных, повидимому более древних; 3) в налегании агломератовой толщи непосредственно на породы нижнего палеозоя.

Микроскопическое изучение показало, что состав кварцевых порфиров и их структура варьируют очень мало. Большинство порфиров содержит фенокристаллы альбита и пертитового калинатрового полевого шпата. Довольно редко плагиоклаз представлен олигоклазом. Столь же часты вкрапленники кварца. Иногда в порфировых выделениях участвует биотит. Количество порфировых выделений по отношению к основной массе составляет 38—40%. Наибольшим идиоморфизмом в породе обладают кристаллы плагиоклаза. Калиевый полевой шпат образует вкрапленники менее идиоморфной формы. Биотит присутствует не всегда и чаще бывает нацело замещен хлоритом, с выделением рудного минерала (магнетитовая пыль). В строении основной массы принимают участие два минерала: щелочной полевой шпат и кварц. Структура основной массы фельзитовая, реже наблюдается сферолитовая.

Отличительными особенностями описанных пород являются широко развитые явления дробления порфировых выделений и интенсивная серицитизация основной массы — процесс, который накладывается на все вторичные изменения и сопровождается иногда окварцеванием. При микроскопическом изучении оказывается, что наиболее сильному дроблению подверглись фенокристаллы кварца, которые раздроблены на остроуголь-

ные обломки, иногда цементируемые основной массой, хотя чаще давление сказалось в облачном угасании кварца. На фенокристаллах полевого шпата давление отразилось менее сильно: они лишь изогнуты, двойниковые швы искривлены, местами расщеплены. Пластинки биотита также изогнуты и расщеплены по спайности.

Туфы кварцевых порфиров по своему минералогическому составу вполне аналогичны кварцевым порфирам. Главным отличием их является обломочный характер порфировых выделений и обилие пеплового тонкообломочного материала в основной массе.

Туфы агломератовой толщи имеют несколько более основной состав. Они состоят из обломков лав и зерен полевых шпатов, причем первых обычно больше. Зерна представлены альбитом, очень редко лабрадором. Цемент состоит из мелкокристаллического агрегата полевых шпатов, серицита, хлорита, эпидота и местами кальцита. Обломки лав принадлежат порфирам с микролитовой или стекловатой основной массой. Кварц в агломератных туфах либо отсутствует вовсе, либо имеет вторичный характер. Вторичными продуктами являются также хлорит, серицит, эпидот и кальцит. Именно ориентировкой этих минералов подчеркивается сланцеватость породы.

Среди туфов подчиненное значение имеют туфо-песчаники. Они состоят из зерен полевых шпатов, редко кварца и остроугольных эффузивов. Обломки не несут почти никаких следов водной обработки. Полевые шпаты представлены альбит-олигоклазом и ортоклазом. Обломки лав сложены кварцевым порфиром, плагиоклазовым порфиром и порфиритом. Цемент состоит преимущественно из хлорита с примесью серицита, кальцита и отдельных зерен полевых шпатов и эпидота.

Описанные выше явления дробления и рассланцевания, особенно сильно выраженные в породах нижней части свиты, связаны с проявлением динамометаморфизма. На участках, сильно нарушенных дизъюнктивными дислокациями (южное окончание Тастауской мульды), они раздавлены и рассланцованы.

Верхняя часть эффузивного комплекса, которая в разрезе составляет непосредственное продолжение эффузивов тастауской свиты, отличается от последних и в структурном отношении и по своему составу. В районе Тастауской мульды наблюдается трансгрессивное залегание пород верхнего комплекса на агломератовую толщу тастауской свиты. В силу этих обстоятельств мы считаем возможным выделить данные эффузивы в самостоятельную свиту. Наиболее полный разрез ее находится в юго-западной части Ортавской мульды, в районе сопок Джумай-карашук; в дальнейшем мы будем называть эту свиту джумай-карашукской. В ядре антиклинальной складки здесь выходят (снизу):

1. Темносерый с зеленоватым оттенком порфирит с редкими вкрапленниками плагиоклаза, сильно эпидотизированный.
2. Порфирит светлозеленого цвета, окварцованный, массивный, почти без вкрапленников.
3. Туф тонкозернистый, плотный, серого цвета, с зелеными прожилками и стяжениями эпидота. Трещины заполнены также кальцитом.
4. Порфирит темносерого цвета с фиолетовым оттенком, плитчатый. Порода сильно карбонатизирована.
5. Агломерат порфирита; состоит из остроугольных обломков вышеописанного порфирита, сцементированного такой же лавой зеленоватого цвета. Общая мощность около 100 м.

Верхняя часть разреза наблюдается на восточном крыле той же складки, где она связана с низами свиты рядом постепенных переходов.

6. Брекчия порфирита, состоящая из обломков самой разнообразной формы и величины (от 0.1 см до 20—40 см). Обломки красноватого цвета, лишенные вкрапленников, сцементированы той же лавой с выделением эпидота, что придает цементу более темный зеленоватый оттенок. Мощность прослоя 15—20 м.
7. Агломерат альбитофира; представляет обломки порфиритовых лав, сцементированные альбитофировой лавой.
8. Мандельштейн альбитофира, с миндалинами, заполненными кварцем.
9. Темнофиолетовый альбитофир, с редкими мелкими вкрапленниками полевого шпата.
10. Грубозернистый туфо-песчаник светлосиреневого цвета, состоящий из кварца, полевого шпата и обломков пород: порфиритов, порфиров и их туфов. Мощность прослоя 10 м.
11. Кварцевый порфир сиреневого цвета с мелкими частыми вкрапленниками кварца и полевого шпата.
12. Кварцевый порфир красно-фиолетового цвета, без вкрапленников.
13. Кварцевый порфир красно-фиолетового цвета, с частыми мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата. Общая мощность около 500 м.

Как видно из приведенного разреза, излияния начались более основными лавами, причем их основность уменьшается по мере движения снизу вверх. Порфириты сменяются альбитофирами и кварцевыми порфирами, между которыми наблюдается ряд постепенных переходов. Они представлены массивными породами в нижней части (порфиритовой) зеленоватых и серых тонов, тогда как в верхней части свиты преобладают порфиры, окрашенные в вишневые, розоватые, сиреневые тона. Текстура этих пород, величина порфировых выделений, число их в единице объема, так же как и характер включающей их основной массы, мало варьируют. Существуют постепенные переходы от афанитовых пород к разностям со сравнительно мелкими порфировыми выделениями.

Пирокластический материал занимает здесь подчиненное положение. Это по преимуществу обломки эффузивов, сцементированные теми же лавами, т. е. лаваагломератами и брекчиями, и маломощные прослои (10—20 м) туфов и туфо-песчаников.

Несколько отличный характер имеет верхняя часть эффузивного комплекса в пределах Тастауской мульды. Нижняя часть разреза (порфирировая) здесь отсутствует, она вероятно перекрыта трансгрессивно лежащими верхними слоями. Здесь на агломератовой толще тастауской свиты с размывом лежит серия пород весьма пестрого состава. По мере движения с севера на юг по гряде Конур-адыр, сложенной этими породами, характер разрезов постепенно меняется. Северное окончание гряды Конур-адыр (снизу):

1. В основании толщи лежат зеленовато-серые конгломераты. Галька, размером до 10 см, хорошо окатана. Она представлена темными вишневыми и зеленоватыми альбитофирами и кварцевыми порфирами. Много гальки зеленых туфогенных песчаников. Конгломераты по простираанию замещаются, а также переслаиваются с серовато-зелеными грубозернистыми аркозовыми песчаниками с туфогенным цементом. Мощность конгломератов 5—6 м.

2. Выше следуют мелкозернистые, плотные, кварцево-полевошпатовые песчаники с характерной волнистой косо́й слоистостью. Этим песчаникам подчинены:
 - а) тонкие прослои и линзы (до 0.5 м) редко встречающихся в разрезе черных известняков, содержащих примесь терригенного материала;
 - б) маломощные покровы темнозеленых кварцевых альбитофиров, в которых преобладают вкрапленники альбита;
 - в) тонкие прослои плотных туффитов светлозеленого цвета, дающих раковистый излом с остросрежущими краями.
3. Туфо-песчаник светлозеленый, плитчатый, кварцево-полевошпатовый, очень плотный, мелкозернистый.
4. Песчаник желтовато-зеленый, плитчатый, мелкозернистый.
5. Песчаник темнозеленый, тонкозернистый, кварцитовидный, с раковистым изломом, с включениями более крупных зерен (до 4 мм) розовых полевых шпатов и кварца.
6. Светлосерый со зеленоватым оттенком кварцевый порфир почти без вкрапленников (порфиры образуют среди песчаников редкие покровы).
7. Светлозеленый туфо-сланец.
8. Светлосерые и зеленые тонкоплитчатые (толщина плиток 0.05 — 0.2 см) туффиты.
9. Светлозеленый плотный туф.
10. Прослой зеленовато-серых крупнозернистых туфогенных, кварцево-полевошпатовых песчаников. В этой части разреза встречаются тонкие покровы светлозеленых фельзитов и белых кварцевых порфиров. Общая мощность около 550 м.

В центральной части гряды Конур-адыр на свиту тастауских порфиров трансгрессивно налегают следующие породы (снизу):

1. Лаваагломераты фиолетового или зеленовато-серого цвета содержат гальку, хорошо окатанную, часто плоскую. Цементирована она порфировым цементом, хорошо видны вкрапленники альбита, других полевых шпатов и изредка кварца. Мощность пачки около 100 м.
2. Зеленовато-серые крупнозернистые, очень плотные, кварцево-аркозовые, туфогенные песчаники, переслаивающиеся с грубозернистыми конгломератовидными песчаниками. Мощность около 80 м.
3. Серые с фиолетовым оттенком лаваагломераты, обломки состоят преимущественно из кварцпорфиров и альбитофиров. Им подчинены прослои серых плотных кварцево-полевошпатовых туфогенных песчаников. Мощность около 50 м.
4. Конгломераты фиолетового цвета из хорошо окатанной или угловатой гальки, кварцевых порфиров и туфо-песчаников. Эти конгломераты чередуются с прослоями туфо-песчаников, мощностью от 1—2 до 20—30 м. Мощность около 150 м.
5. Зеленовато-серый порфир с большим количеством вкрапленников кварца и полевых шпатов (размер вкрапленников 0.1—0.7 см). Мощность 70 м.
6. Лаваагломераты серого цвета. Породы несколько давленные. Мощность около 80 м.
7. Агломераты переходят в конгломераты и грубозернистые песчаники пестроцветной свиты. Видимая мощность около 50 м.

Сравнивая приведенные выше разрезы, можно установить, что толща песчаников, конгломератов и сланцев с маломощными линзами известняка, тонкими прослоями порфиров, туфов и агломератов северного разреза в разрезе центральной части гряды изменяется за счет увеличения количества и мощности прослоев эффузивов, которые, наконец, в южных разрезах полностью вытесняют осадочные породы. Сравнительное изучение эффузивов этого комплекса и порфиров джумай-карашукской свиты показало их полное тождество. Учитывая также их стратиграфическое положение, можно прийти к выводу об имеющем здесь место фациальном замещении эффузивов породами туфогенно-осадочной серии. Фация туфогенно-осадочных пород выполняет синклинальное понижение между двумя узкими антиклиналями, сложенными порфирами. Прекрасная обнаженность района сопки Конур-адыр позволяет проследить постепенные переходы и судить о характере фациальных изменений (фиг. 1).

Большое разнообразие петрографического состава свиты джумай-карашук заставляет нас остановиться хотя бы кратко на описании отдельных петрографических типов пород, которое дается ниже в порядке их стратиграфической последовательности.

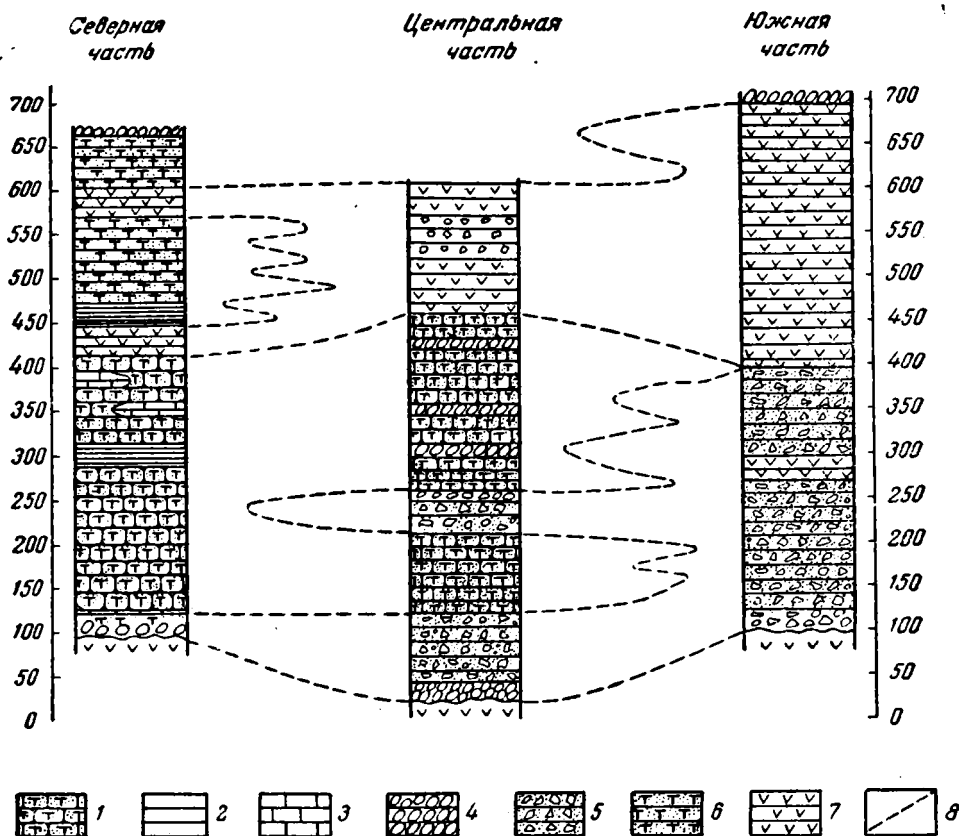
Нижние горизонты свиты сложены преимущественно плагиоклазовыми порфиритами. Значительную роль играют агломераты порфиритов и их туфы, которые образуют прослой среди типичных лав. Характерными цветами для порфиритов являются серый и зеленоватый. Это резко флюидалные лавы, в которых встречаются мандельштейновые текстуры.

Плагиоклаз представлен альбитом, несомненно вторичным: первичный плагиоклаз, повидимому, обладал зональным строением, о чем свидетельствует распределение хлорита по границам зон. Цветной компонент замещен хлоритом, но по отдельным реликтам можно установить, что это был моноклинный пироксен. Очень характерно присутствие кварца, который часто имеет идиоморфные очертания, но не удалось установить, первичный ли это кварц или вторичный. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, цветного компонента и серицита, иногда присутствует стекло. Структура основной массы микролитовая, встречаются также витрофировые и интерсертальные структуры.

Агломераты состоят из обломков преимущественно порфиритов, в меньшем количестве — спилитов и мандельштейнов. Обломки сцементированы лавой порфиритового состава.

Более высокие горизонты представлены альбитофирами, кварцевыми порфирами, агломератами и целой серией пирокластических образований: туфов, туффитов, туфо-конгломератов и туфо-песчаников. Почти все породы оказываются в той или иной степени кварцсодержащими; кварц присутствует всегда в основной массе и во вкрапленниках. Полевой шпат представлен плагиоклазом и ортоклаз-пертитом. Плагиоклаз принадлежит к ряду альбит — олигоклаз. В некоторых альбитофирах во вкрапленниках встречается уцелевший от альбитизации андезин. В них иногда наблюдаются мандельштейновые текстуры: Миндалины обычно выполнены кварцем и халцедоном. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, сцементированных кварцем и ортоклазом. Структуры основной массы большей частью фельзитовые, реже встречаются сферолитовые и совсем редко — гранофировые структуры. Минералогический состав сопутствующих лавам накоплений пирокластического материала довольно однороден и вполне отвечает составу кислых эффузивов.

Среди туфов чаще встречаются агломератные, состоящие существенно из обломков тех же кислых лав, иногда лав порфирового состава. Границы между обломками лав и цементом местами очень неясные. Довольно большую роль в туфах играют вторичные минералы: хлорит, слюда и кальцит.



Фиг. 1. Схема фациальных изменений в отложениях нижнего и среднего девона на восточном склоне хребта Кос-мурун (с. Конур-адыр).

1 — туфо-песчаники; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — конгломераты, 5 — агломераты; 6 — туффиты; 7 — эффузивы; 8 — предполагаемое распространение эффузивов.

Некоторый интерес представляет группа тонкозернистых, часто полосатых пород, которую мы относим к туффитам — образованиям, переходным от пепловых туфов к туфо-песчаникам. Под микроскопом эти породы состоят из пеплового материала со значительной примесью обломочных зерен кварца, полевого шпата и листочков слюды. Слоистость обуславливается чередованием полосок, обогащенных кластическим материалом.

Туфо-песчаники состоят из продуктов разрушения всех вышеописанных пород: обломков кварцевых порфиров, альбитофиров, порфиров, туфов, туффитов, обломков кристаллов кварца и полевых шпатов, встречающихся в лавах в качестве порфировых выделений. Сравнительно редко наблюдаются обломки яшм, кварцитов и других подстилающих пород.

Все зерна несут слабые следы водной обработки. Цемент преимущественно туфогенный, иногда известковый. Среди туфогенных пород особое место занимают известняки, встречающиеся в них в виде маломощных (порядка 0.5—1.0 м) линз. Известняки сложены мелкозернистым сгусткообразным кальцитом, сцементированным вторичным кварцем, который как бы заполняет промежутки между кристаллами кальцита. Наблюдаются неясные перекристаллизованные остатки фауны (створки брахиопод, членики криноидей).

Отсутствие поддающихся определению органических остатков во всем эффузивно-осадочном комплексе не позволяет прямо ответить на вопрос о возрасте этих пород. К этому вопросу мы можем подойти на основании косвенных данных. Несогласно налегая на фаунистически охарактеризованную сарысуйскую свиту готландия и покрываясь песчаниками и конгломератами пестроцветной свиты верхнего девона,¹ эффузивный комплекс в стратиграфической колонке района может отвечать только интервалу нижний девон — средний девон. Именно этому возрасту соответствует большинство кислых эффузий Центрального Казахстана, как указывают Н. Г. Кассин (1931₃, 1934₁), Г. Ц. Медоев (1936) и др. на основании немногочисленных находок фауны и флоры.

Если стать на путь сопоставлений, то наиболее полно изученный нами эффузивный разрез сопоставляется с разрезом эффузивной толщи района южной и западной окраин Карагандинского бассейна. По данным А. А. Богданова (1939), разрез начинается порфиритовой свитой, представленной плагиопорфиритами (андезинофирами), спилитами, диабазами, оливиновыми базальтами с прослоями туфов и туфо-песчаников. Мощность свиты 800—1000 м. Выше идет альбитофировая свита — альбитофиры, туфы и агломераты, в нижней части с редкими линзами известняков, в верхней — с покровами кварцевых порфиров. Мощность около 800 м. Самой верхней является агломератовая свита, в состав которой входят зеленоватые агломераты, туфо-брекчии, туфы и порфиры. Мощность свиты 500 м. Между альбитофировой и агломератовой свитами отмечается перерыв.

Аналогов нижней части разреза — порфиритовой свиты — в районе Ортау не находится; породы эти были, повидимому, размыты, о чем можно судить на основании перерыва, наблюдающегося между породами готландия и тастауской свитой, а также состава обломков агломератов, весьма близких к порфиритам и диабазам порфиритовой свиты А. А. Богданова. Верхние две свиты А. А. Богданова — альбитофировая и агломератовая — могут вполне соответствовать тастауской свите нашего района.

Нижнедевонский возраст, устанавливаемый А. А. Богдановым для этих эффузивов на основании находок фауны брахиопод кобленцкого яруса в низах албаастауской свиты, непосредственно покрывающей эффузивы, вполне отвечает нашим данным. В 40 км к югу от гор Кос-мурун, в 8 км к юго-востоку от ст. Босага Балхашской ж. д., в толще зеленых песчаников и туфо-песчаников, покрывающей эффузивы, которые являются полными аналогами эффузивов тастауской свиты, В. М. Поповым была найдена также фауна брахиопод кобленцкого яруса (*Atrypa* cf. *reticularis* Linpé, *Stropheodonta* cf. *patersoni*, *Dalmanella* sp. и др.). Что касается верхней части эффузивного комплекса (порфиритов и альбитофиров), то аналогов их ни в Карагандинском районе, ни в районе Босаги

¹ Обоснование возраста пестроцветной свиты производится ниже.

мы не имеем. Положение их в разрезе отвечает положению туфогенно-осадочной свиты (акбастауской). В обоих случаях эти породы трансгрессивно покрываются пестроцветной толщей верхнего девона. Такое положение в разрезе может объясняться только одновременностью их образования. Факт существования фациальных переходов между толщей порфиров и туфогенноосадочной толщей установлен нами в районе сопки Конур-адыр, как уже отмечалось выше.

В литературе имеются указания на существование подобных образований в других районах Казахстана. Как пишет, например, Г. Л. Падалка (1932), в Верхне-Токраунском районе «среди эффузивных порфиров и их туфов встречаются прослойки осадочных пород, которые иногда, чередуясь с маломощными слоесобразными залежами (тонкими покровами) порфиров и пластами туфов, образуют эффузивно-осадочные свиты, располагающиеся по краю больших куполов порфиров, налегая на последние».

О существовании таких толщ имеются указания в работах Н. Г. Кассина (1934₁) и у других исследователей Казахстана, но они, повидимому, объединяют эти образования с красноцветной толщей. Как указывает Н. Г. Кассин, «в отдельных районах накопление конгломерат-песчаниковой толщи началось еще в нижнем девоне, быть может происходило даже одновременно с излияниями альбитофиров в более южных районах. Средний девон и первая половина верхнего девона — время наибольшего накопления этих осадков».

Пестроцветная свита (D_3^1)

На эффузивах нижнего и среднего девона, а местами на породах нижнего палеозоя трансгрессивно лежит мощная свита обломочных пород. На северо-западном склоне гор Ортау породы пестроцветной свиты с углами падения $38-45^\circ$ лежат местами почти согласно на эффузивах девона, а местами с большим угловым несогласием на породах актейлякской свиты (St_2), круто стоящих почти на головах.

Выходы пестроцветной свиты приурочены к бортам Ортавской мульды, где они сохранились лишь на небольшой площади, будучи трансгрессивно перекрыты вышележащими породами. В пределах Тастауской мульды небольшая полоса этих пород на западном крыле оборвана сбросом.

В основании свиты лежит базальный конгломерат, состоящий из гальки самых разнообразных пород: эффузивных порфиров, жильных пород, порфиритов, кремнистых и яшмовидных пород, песчаников, роговиков. Заметно количественное преобладание гальки девонских эффузивов. Мощность конгломерата доходит до 60 м (сопка Джумай-карашук). Величина гальки в среднем 5—20 см, но встречается галька до 0.5 м в поперечнике.

Выше конгломераты постепенно сменяются грубозернистыми песчаниками, состоящими преимущественно из обломков пород; в верхней части разреза грубость зерна уменьшается, но периодически появляются маломощные прослои более грубозернистого материала со включениями отдельных галек.

• Наибольшей мощности (около 500 м) пестроцветная свита достигает на восточном крыле Ортавской мульды у сопки Джумай-карашук. Характер этой свиты хорошо передает разрез через эту сопку (снизу). Несогласно на более древних породах здесь лежит толща конгломератов и песчаников:

1. Конгломерат из гальки величиной до 15—20 см очень разнообразного состава. Преобладает галька красно-фиолетового порфира, подчиненное значение имеет галька других пород как жильных, так и эффузивных — галька порфирита, кремнистых и яшмовидных пород, роговиков. Она окатана, но в основании толщи встречаются угловатые обломки. Мощность конгломерата около 60 м.
2. Грубозернистый песчаник сиреневого цвета того же состава. Мощность 40 м.
3. Грубозернистый конгломератовидный песчаник светлосерого цвета со включениями более крупной гальки порфира. Мощность 75 м.
4. Среднезернистый песчаник того же цвета и состава. Мощность 80 м.
5. Зернистый тонкоплитчатый песчаник светлосерого цвета. Мощность 15 м.
6. Тонкоплитчатый песчанистый сланец светлофиолетового цвета. Мощность 10 м.
7. Вверх по разрезу грубость зерна снова возрастает, появляется песчаник сиренево-серого цвета, среднезернистый, с прослоями крупнозернистого и конгломератовидного песчаника (мощностью от 1—10 см до 0.5 м). Мощность 100 м.
8. Мелкозернистые песчаники фиолетового цвета, часто с прекрасно выраженной тонкой слоистостью. Мощность 150—200 м.

Микроскопическое изучение показало, что на небольшом расстоянии от контакта с порфирами песчаники состоят преимущественно из обломков этих пород, подчиненное значение имеют обломки других пород и минеральные зерна. Там, где эта толща ложится трансгрессивно на более древние породы, состав обломков существенно другой: кварциты, роговики, хлоритово-серицитовые породы. Из минеральных зерен первое место занимают калиевые полевые шпаты (ортоклаз-пертит, микроклин), затем следуют альбит и кварц; второстепенное значение имеют зерна магнетита, лимонита, листочки биотита, хлорита и серицита, роговая обманка, эпидот, апатит, циркон. Окатанность зерен неодинаковая, встречается и хорошая и плохая окатанность, но в целом создается представление о том, что материал подвергался в значительной степени водной обработке. Цемент этих песчаников весьма неоднородный. Иногда он глинисто-кремнистый или состоит из мелкораздробленных обломков тех же минералов, местами исключительно кальцитовый; встречается примесь туфогенного материала. Важно отметить, что большинство минеральных зерен, входящих в состав этих песчаников и даже таких минералов, как хлорит и эпидот, носят явно обломочный характер.

Минеральный состав песчаников, а также состав гальки базального конгломерата говорят о том, что непосредственным источником обломочного материала для пестроцветной свиты являлись, главным образом, подстилающие девонские эффузивы и лишь отчасти породы нижнего палеозоя. Примесь туфогенного материала, наблюдающаяся в той или иной степени преимущественно в нижних частях свиты, свидетельствует о том, что вулканическая деятельность в этот период не прекращалась.

Возраст этой свиты мы датировем первой половиной верхнего девона на том основании, что она связана постепенным переходом с известняками со *Spirifer calcaratus* фаменского яруса, как это установлено нами в южной части Тастауской мульды (за пределами района исследований). В верхних свитах песчаников, аналогичных нашим, в Средне-Чидертинском

районе, по описанию Н. Г. Кассина (1931₃), у оз. Джарлы-куль в мергелях встречены: *Spirifer medialis*, *Cryptonella planirostra*, *Athyris sulcifera*, *Spirifer ali* N a l. и многие другие, указывающие на самые низы верхнего девона. В верхних свитах песчаникового девона к северо-востоку от гор Челакарасу встречен *Spirifer* aff. *verneuili*. Во многих разрезах наблюдалось согласное налегание на описываемую толщу известняков и песчаников со *Spirifer calcaratus* и *Productus meisteri*, принадлежащих фаменскому ярусу верхнего девона.

Не исключено, что время образования нижних горизонтов пестроцветной свиты относится еще к среднему девону, так как мы не знаем твердо верхней возрастной границы подстилающих ее эффузивов.

В тех местах, где пестроцветные песчаники лежат непосредственно на породах туфогенно-осадочной фации девонских эффузивов, провести между ними точную границу в поле бывает чрезвычайно трудно. В мощной обломочной серии трансгрессивное залегание выражено не всегда достаточно четко, а характер пород обнаруживает удивительное сходство. Под микроскопом верхнедевонские песчаники отличаются от подстилающих пород только значительно лучшей водной обработкой зерен и меньшим количеством туфогенного материала. Но это отличие не является достаточно характерным и не подтверждается полностью на материале из других районов. Так, по данным З. М. Старостиной и др. (1941), в пестроцветных песчаниках верхнего девона содержится большое количество пирокластического материала. Если проследить туфогенно-осадочную фацию на большое расстояние в горизонтальном направлении, то по мере удаления от центров излияний мы будем наблюдать уменьшение количества пирокластического материала и увеличение роли водной обработки.

Насколько мы можем заключить из анализа литературных материалов (Н. Г. Кассин, 1931₁; Г. Л. Падалка, 1932), а также по данным З. М. Старостиной с сотрудниками (1941), фация туфогенно-осадочных пород наблюдается довольно закономерно по периферии эффузивных массивов, как бы на крыльях антиклинальных поднятий, в ядрах которых выходят эффузивы. В глубоких мульдах, как правило, мы таких пород не встречаем, они уступают место пестроцветным и красноцветным породам. Таким образом не исключена возможность, что низы пестроцветной свиты в глубоких девонских мульдах являются образованиями одновременными с излияниями эффузивов в антиклинальных зонах.

Известняки калькаратусовых и сульфидеровых слоев (D₃²)

На свите пестроцветных песчаников, местами на девонских эффузивах, а местами на породах нижнего палеозоя трансгрессивно лежит толща известняков. Нижняя часть этой толщи представлена темносерыми кристаллическими известняками, заключающими примесь обломочного и туфогенного материала. В пределах изученного района мы знаем всего два выхода этих пород: 1) в западном крыле Ортавской мульды, оборванном сбросом, 2) в западном крыле Тастауской мульды, в ее южной части.

Отсутствие темных известняков на остальной площади может быть объяснено перекрытием их более высокими слоями светлых известняков.

В 6 км к северо-западу от сопки Джумай-карашук (северо-западный склон гор Ортау), у дороги на оз. Коктун-куль, в темносерых известняках с маломощными прослойками туффитов (до 0.5 м), переполненных органическими остатками: криноидеями, брахиоподами, мшанками и т. д., собрана богатая видами фауна брахиопод прекрасной сохранности. По определению Н. Г. Марковой, здесь заключаются следующие виды: *Spirifer*

calcaratus Sow., *Sp. archiaci* Murch., *Sp. ex gr. archiaci* Murch., *Sp. disjunctus* Sow., *Sp. tenticulum* Vern., *Sp. braudi* Vern., *Sp. calcaratus* var. *quadrata* Nal., *Sp. aquilinus* Rom., *Spirifer* sp., *Productus meisteri* Petz., *Pr. praelongus* Sow., *Pr. speciosa* Hall., *Productus* sp., *Productella lachrymosa* var. *lima* Conr., *Pr. lachrymosa* var. *stigmata* Hall., *Pr. artirostrata* Hall., *Pr. aff. costatula* Hall., *Pr. aff. artirostrata* Hall., *Pugnax trianqualis* Goss., *P. ex gr. pugnax* Mart.

Верхние горизонты известняковой толщи отличаются от описанных известняков и литологически и значительной бедностью органическими остатками. Это светлосерые, местами розовато-серые известняки, массивные или рыхлые, сахаровидные, иногда тонкослоистые, иногда заметно окремнелые. Лежат светлые известняки трансгрессивно на более древних породах. В Ортавской мульде они слагают серию брахиантиклинальных складок, вытянутых цепочкообразно в северо-восточном направлении. Эти складки имеют несимметричное строение с пологими углами (10—15°) на юго-восточных крыльях и более крутыми углами (30—40°) на северо-западных.

Фауной светлые известняки чрезвычайно бедны; при самых тщательных поисках в них найдены лишь неопределимые до вида остатки: *Spirifer*, *Pugnax*, *Orthoceras* и гониатиты.

Микроскопическое изучение показало очень сильную перекристаллизацию известняков; из организмов обычно сохраняются только неясные очертания криноидей. Наблюдается незначительная примесь обломочного материала в виде мелких минеральных зерен и обломочков эффузивов. В главной своей массе известняки довольно чистые.

Образование толщи известняков происходило в эпоху постепенного затухания вулканической деятельности, о чем можно судить на основании периодического уменьшения поступления туфогенного материала; в конце этого периода вулканическая деятельность затухает совершенно, отлагаются известняки чистые, с незначительной примесью обломочного материала.

Комплекс фауны, собранной в низах известняковой толщи, совершенно точно указывает на фаменский ярус верхнего девона («калькаратусовые» слои Д. В. Наливкина). Что касается верхнего горизонта светлых известняков, то, несмотря на бедность органическими остатками и полное отсутствие руководящих форм, о возрасте этих известняков можно судить на основании большого сходства их по литологическому составу и текстурным особенностям со светлыми известняками Кайрактинской мульды (Штрейс и Колотухина, 1936), где была собрана фауна климений, указывающая на верхи фаменского яруса.

Мощность калькаратусовых и сульфидеровых слоев около 300 м.

Успенская свита (C₁)

Отложения успенской свиты развиты в центральных частях Ортавской мульды, где она слагает синклинальные понижения. Залегают они с сильным размывом на светлых известняках, постепенно переходя на все более древние горизонты. Углы падения довольно крутые, порядка 60—70°, что объясняется сильной гофрировкой слоев.

В основании свиты всюду прослеживается очень характерный горизонт железо-марганцового оруденения и окремнения. Это обычно желваки неправильной формы стяжения черного с синим отливом и буроватого цвета. Они заключают железо в виде лимонита и марганец, по всей вероятности, в виде псиломелана. Им сопутствуют кремневые стяже-

ния, состоящие из халцедона, также с примесью большего или меньшего количества лимонита. Там, где не удастся проследить этот горизонт, наблюдается обогащение гидроокислами железа подстилающих светлых известняков. Кроме того, наблюдаются отдельные разобщенные выходы рудного горизонта, которые связаны с мелкой гофрировкой пород успенской свиты и приурочены, по видимому, к ядрам антиклинальных складочек.

Характер пород успенской свиты наиболее полно изучен на северо-западном склоне сопки Иштага, где наблюдается следующая последовательность пород (снизу):

1. Темносерые, почти черные, очень крепкие кремнистые туффиты.
2. Светлосерые тонкополосчатые, очень крепкие туффиты.
3. Тонкослоистые желтовато-серые, очень крепкие кремнистые сланцы.
4. Белые тонкослоистые, местами пористые туффиты.
5. Светлосерые, кремнистые, тонкослоистые, полосатые, крепкие сланцы.
6. Красновато-серые крепкие туффиты.
7. Белые и сероватые мелкозернистые туффиты.

Как видно из приведенного разреза, здесь преобладают кремнистые сланцы и туффиты. Тонкая полосчатость, сланцеватость, светлые (серые, кремовые, розовые) тона, довольно сильное окремнение — отличительные черты пород успенской свиты.

Характер разреза несколько варьирует как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Так, наблюдаются маломощные прослои туфогенных песчаников грубозернистых, кавернозных, очень пестрого минералогического состава; в верхах свиты присутствуют тонкие прослои известняка.

В глубоких частях мульды мощность этих пород достигает 300 м.

Под микроскопом наблюдается целый ряд постепенных переходов между сланцами, туффитами и туфо-песчаниками. В основном материал, слагающий эту группу пород, представляет мелкую минеральную пыль со включением более или менее крупных обломков. Минеральный состав: кварц, полевые шпаты, серицит, редко хлорит и эпидот, из рудных минералов лимонит.

В глинисто-кремнистых сланцах преобладают частицы менее 0.01 мм, плохо определяемые под микроскопом, ориентированные строго в одном направлении. В глинисто-пелловом материале туффитов выделяются более крупные обломки минералов резко остроугольной, клиновидной и серповидной формы; ориентировка зерен в направлении сланцеватости выдерживается не всегда.

Наконец, в туфо-песчаниках преобладают крупнозернистые разности (0.1—0.8—1.5 мм). Материал сортирован очень плохо, крупные зерна без всякого порядка чередуются с очень мелкими зернами. Среди полевых шпатов преобладает плагиоклаз; есть калиевые полевые шпаты (ортоклаз-пертит). Форма зерен остроугольная, встречаются серповидные и клиновидные зерна. Цемент туфогенный, карбонатный и кремнистый. Процессы окварцевания в этих породах играют весьма важную роль. Все они окварцованы в той или иной степени. Кварц как бы пропитывает основную массу, кристаллизуется в прожилках и пустотах, часто происходит полное замещение, и порода представляет собой тонкозернистый агрегат кварца и халцедона.

Отложение осадков успешской свиты происходило вероятно в условиях бассейна, насыщенного растворами кремнекислоты, которая выделялась в виде вторичного кварца и халцедона, цементируя пористый осадок. Такое увеличение концентрации кремнекислоты в бассейне Н. Г. Кассин связывает с проявлением вулканической деятельности. Вулканическая деятельность в этот период начинает снова оживляться, о чем можно судить по изменению характера седиментации; вместо чистого известкового осадка отлагается пирокластический материал. Центры излияний находились, повидимому, дальше за пределами района, о чем свидетельствует сравнение с Кайрактинской мульдой, где в успешской свите встречаются прослои альбитофиров и мощные пачки туфов.

Возраст успешской свиты мы определяем как первую половину турнейского яруса на основании полной аналогии в характере и стратиграфическом положении данных пород с одноименными образованиями Кайрактинской мульды, где в последних была найдена фауна брахиопод кассинских слоев (*Productus kassini* N a l., *Spirifer sibiricus* L e b., *Ambo-coelia unionensis* W e l l. и др.).

Песчаниково-сланцевая свита (C₁?)

Отложения этой свиты были встречены только на западном крыле Тастауской мульды, ограниченной с запада сбросом. Они лежат трансгрессивно на эффузивах девона.

Песчаниково-сланцевая свита представлена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, кремнистыми известковистыми песчаниками и алевролитами, с мощной пачкой конгломератов в верхних частях разреза.

Разрез представляется в следующем виде (снизу):

1. Переслаивание сланцев, алевролитов и песчаников. Мощность 150—200 м.
2. Конгломерат, состоящий из гальки разнообразных пород: тех же песчаников, сланцев, алевролитов, кварцитов, кремней и др. Мощность 60—80 м.
3. Переслаивание песчаников и сланцев. Видимая мощность 30—50 м.

Песчаники серых, реже красноватых тонов, среднезернистые и мелкозернистые, преимущественно полимиктовые, состоящие из зерен кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, обломков кварцитов, основных эффузивов, песчаников и сланцев. Преобладают зерна кварца. Форма зерен угловатая, остроугольная. Цемент кальцитовый, реже слюдисто-кремнистый.

Алевролиты по своему составу аналогичны песчаникам и отличаются от последних только размером зерен. Их величина колеблется в пределах 0.01—0.1 мм.

Песчано-глинистые, глинистые, кремнистые и известковистые сланцы представляют тонкоплитчатые породы зеленоватого, голубовато-серого, реже красноватого цвета. Они различаются по структурам: алевролитовым, пелитовым и алевропелитовым. Минеральный состав этих пород: кварц, полевые шпаты, мусковит, серицит, в меньшем количестве хлорит.

Конгломераты сложены довольно крупной галькой диаметром в 10—20 см, иногда до 30 см. Ее состав пестрый — это преимущественно материал той же песчаниково-сланцевой свиты: сланцы, песчаники, але-

ролиты, кроме того, много гальки кварцитов, кремня, жильных пород типа кварцевых порфиров и основных эффузивов.

В песчано-глинистых сланцах Н. С. Шатским были найдены растительные остатки очень плохой сохранности. Как сообщает М. Ф. Нейбург, который этот материал был передан на обработку: «точное определение их дать затруднительно, можно только сказать, что это отливы ветвей или стволов типа *Knorria (Lepidodendron)* и декортикаты, вероятно *Lepidodendron*. Судя по намечающимся мелким листовым подушечкам, эти остатки могут указывать скорее на верхнюю половину нижнего карбона, чем на низы последнего». Другого возрастного критерия мы не имеем, так как эти отложения лежат совершенно изолированно, вне связи с другими образованиями карбона района исследования. Литологически эти породы ничего общего не имеют с породами успешной свиты (низ турнейского яруса); также мало вероятно, что они их фациально замещают.

Изучение разреза позволяет отметить изменение общего характера седиментации по сравнению с нижележащим комплексом пород. Эти изменения, указывающие как бы на начало нового осадочного цикла, наряду с присутствием растительных остатков типа *Lepidodendron* и литологическим составом, сближают данный разрез с разрезом ашлярической свиты Карагандинского бассейна, которую А. М. Симорин (1936) и Г. Л. Кушев (1936) относят к визейскому ярусу. При большой неопределенности палеофитологических данных мы лишь условно относим к этому же времени образование песчаниковосланцевой свиты, так как не исключена возможность, что при дальнейшем изучении будут получены доказательства в пользу несколько более древнего — верхнетурнейского ее возраста (фиг. 2).

3. Четвертичные отложения

Изучение четвертичных отложений района не входило непосредственно в задачи наших исследований, кроме того, плохая обнаженность не позволила картировать эти образования без большого количества расчисток и более глубоких выработок. Мы ограничимся лишь указанием на различные развитые здесь типы четвертичных отложений. Это современные и древние аллювиальные отложения и современные пролювиально-делювиальные и элювиальные образования.

Аллювиальные отложения слагают пойменную и более высокую террасу р. Талды-эспе и террасы р. Джаман и более мелких логов, притоков Талды-эспе. В верхних частях они представлены суглинками аллювиально-делювиального типа, довольно грубыми, пористыми, коричнево-бурого цвета, со включениями щебня и мелкой гальки. Мощность их незначительна — порядка 0.5—1.5 м. Ниже они сложены чередованием глинистых песков и галечников. Пески и галечники р. Талды-эспе отличаются грубозернистостью и плохой сортировкой материала.

Общая мощность аллювиальных отложений в долине р. Талды-эспе, по данным гидрогеологических работ Карагандинского геолого-разведочного бюро, достигает сотен метров.

К образованиям пролювиально-делювиального типа мы относим отложения склонов сопок и конусов выноса оврагов гор Ортау и Кос-мурун. Первые представлены тонкими пористыми известковистыми суглинками и супесями, вторые — супесями и глинистыми песками со включением крупных полукатанных обломков и щебня подстилающих коренных пород. Отложения конусов выноса выражены в рельефе в виде характер-

Возраст		Разрез	Надпись	Мощность	Описание пород
Нижний карбон	C_1		Песчаные и глинистые сланцы	400 м	Переслаивание серых и зеленовато-серых сланцев, песчаников и алебастра
	D_3^2		Песчаная свита	300 м	Кремнистые сланцы, туфоглины и туфы с подчиненными прослоями песчаников и из-Перерыв и несогласие
Верхний девон	D_3^1		Песчаная свита	300 м	Вверху светлые известняки с фауной плохой сохранности. Внизу темные известняки со <i>Spitziger salicatus</i>
	D_3^1		Песчаная свита	500 м	Граувакковые песчаники розовато-серого цвета, крупнозернистые, местами ко-слоистые, с конгломератами с галькой (слоями порфир и других пород) Перерыв и несогласие
Нижний и средний девон	$D_1 + D_2$		Дажинская свита	800 м	Туфы, туфоглины, туфосланцы, туфопесчаники с маломощными линзами известняков и прослоями кварцевых порфир и из туф. Внизу порфиритов и алебастра Перерыв и несогласие
	$D_1 + D_2$		Таставская свита	1200 м	Вверху аггломераты зеленоватых пород, состоящие из обломков порфиритов, диабазов и других пород. Внизу кварцевые порфиры и из туф, сильно давленные и рассланцеванные. Перерыв и угловое несогласие
Готланд	S_2		Сарбуиская свита	1000 м	Конгломераты с галькой плагиоклазитов, гнейсов и других пород, сменяющиеся полимиктовыми песчаниками серо-зеленого цвета, редкие прослои сланцев
	S_2		Сарбуиская свита	Свыше 1000 м	Конгломераты и сланцы с прослоями известняков, вверху сменяющиеся, а иногда замещающиеся зеленовато-серыми сланцеватыми глинистыми сланцами, с подчиненными почками полимиктовых песчаников. Перерыв и угловое несогласие
Ордовик	S_1		Кзылбашская свита	1000 м	Верхняя часть: суглинистые, белые и фиолетовые яшмы, переслаивающиеся с темнозелеными полимиктовыми песчаниками. Внизу яшмы преобладают
	S_1		Кзылбашская свита	400 м	Нижняя часть: покровы диабаз-порфиритов с редкими прослоями ортофир и кварцево-палевошпатовых песчаников
кембрий (?)	St^2		Актейская свита	Свыше 700 м	Вверху чередование темнозеленых сланцев с таковыми же цвета палеозоидными кремнистыми и глинистыми сланцами. Внизу серые и зеленовато-серые сланцеватые известняки и мергели
	St^2		Актейская свита	500 м	Серые, светлосерые и темные кристаллические известняки
Докембрий	Prz		Ордовикская свита	500 м	Чередование покровов плагиоклазовых порфиритов и ортофир
	Prz		Ордовикская свита	800 м	Зеленовато-серые песчаники, кремнистые сланцы и алебастровые туфы с редкими прослоями конгломератов, а в средней и в верхней части — алебастровые

У с л о в н ы е о б о з н а ч е н и я

	Известняки среднего палеозоя		Аггломераты
	Известняки нижнего палеозоя		Конгломераты
	Сланцы		Яшмы
	Песчаники		Сланцеватые порфиры
	Туфопесчаники		Кварцевые порфиры, алебастровые
	Туфиты		Порфириты, диабазы
	Туфы		

Фиг. 2. Сводная стратиграфическая колонка района гор Ортау и Кос-мурун.

ных пологих холмов, весьма часто наблюдающихся в устьевой части оврагов, спускающихся с гор Ортау.

Элювиальные образования пользуются наиболее широким развитием в исследованном районе. На поверхности гранитных массивов они образуют иногда сплошной покров мощностью до 1.0—1.5 м, так что чрезвычайно трудно бывает получить свежий образец коренной породы. На песчаниках и конгломератах девона в первой стадии элювиообразования получается мелкая дресва, образующая грубые скелетные почвы, которые при дальнейшем разрушении превращаются в суглинки. Выветривание верхнедевонских известняков дает желтовато- и розовато-бурые неслоистые известковистые глины.

4. Интрузивные породы

Как мы уже отмечали выше, изучению интрузий района гор Ортау и Кос-мурун были посвящены исследования А. П. Лебедева. А. П. Лебедевым была дана подробная петрографическая и минералогическая характеристика выделенных им преимущественно гранитных тел, освещена гидротермальная фаза кислых интрузий варисского времени и связанная с нею металлоносность массивов, а также описаны контактовые изменения вмещающих их палеозойских пород. Все эти вопросы не входили в задачу наших исследований. Поэтому в настоящей главе мы лишь очень кратко коснемся интрузивных пород района гор Ортау и Кос-мурун.

Наиболее древними интрузивными породами являются гранито-гнейсы, небольшой массив которых зажат среди поля плагиогранитов более молодого возраста, располагающегося в центре мелкосопочника, прилегающего с запада к горам Кос-мурун. На карте мы эти гнейсы не выделяем, а объединяем вместе с плагиогранитами, относя их к группе доготландских интрузий. В поле гранито-гнейсы хорошо выделяются среди окружающих их пород благодаря широко развитому в них явлению катклаза. Своим внешним обликом они часто похожи на метаморфические сланцы светлосерого, серого, реже розоватого цвета. Под микроскопом эти образования обнаруживают характерную для гнейсов полосатую структуру: линзовидные участки кварца чередуются с полосками, в основном сложенными цоизитом и мусковитом. Несомненно, что цоизит и мусковит замещают полевошпатовую часть породы. В пределах кварцевых линз наблюдаются зерна кварца с резко выраженными зубчатыми контурами, причем крупные индивидуумы их разбиты трещинами, заполненными мелкозернистым агрегатом вторичного кварца. Все выделения кварца обладают облачным угасанием.

Небольшие массивы подобных гранито-гнейсов были обнаружены и А. П. Лебедевым среди полос кристаллических и слюдистых сланцев и очковых гнейсов, отнесенных им к докембрийским образованиям, которые располагаются к югу от мелкосопочника, примыкающего с запада к горам Кос-мурун. Последнее обстоятельство позволило А. П. Лебедеву высказать предположение, что гранито-гнейсы следует относить к докембрийскому возрасту. В настоящий момент мы располагаем материалом, который не только подтверждает это предположение, но позволяет и более точно определить верхнюю границу возраста гранито-гнейсов. При описании пород ортавской свиты мы отмечали, что в конгломератах последней встречается галька гнейсированных гранитов. Изучение этой гальки и сравнение ее с гранито-гнейсами коренных выходов показало их полную тождественность. Таким образом не вызывает сомнений тот

факт, что ко времени отложения пород верхнего протерозоя эти интрузии не только существовали, но и подвергались интенсивному размыву. Галька гранито-гнейсов постоянно присутствует в базальных конгломератах сарысуйской свиты готландия.

Следующая группа интрузивных пород была изучена нами также в центральной части мелкосопочника, прилегающего с запада к горам Кос-мурун. Здесь среди известняков кембрия и отложений готландия вскрыт чрезвычайно дифференцированный массив. Центральное поле этого массива сложено плагиогранитами, гранодиоритами и диоритами, по периферии же распространены преимущественно основные породы — габбро и пироксениты.

Плагиограниты серого, реже розовато-серого цвета, крупнозернистые, часто катаклазированы. Под микроскопом хорошо выделяются двойники плагиоклазов, представленных альбит-олигоклазом (около 13—15 % An); местами в них наблюдается антипертитовая структура. Калиевый полевой шпат относится к микроклин-пертиту. Мелкие вроски пертита имеют веретенovidную форму, но встречаются и более крупные. К промежуткам между зернами полевых шпатов и кварца приурочены скопления пластинок хлорита, причем наблюдается обтекание первых хлоритом и агрегатами вторичного кварца. Хлорит несомненно развился по цветному компоненту, вероятнее всего биотиту. В плагиогранитах постоянно присутствуют скопления пластинок мусковита.

Кварцевые гранодиориты серого цвета — это порода с гипидиоморфно-зернистой структурой, состоящая из идиоморфных призматических выделений плагиоклаза и роговой обманки, сцементированных кварцем и гранофировыми образованиями калиевого полевого шпата. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом — 13—15 % An; по видимому, первичный плагиоклаз альбитизирован. Калиевый полевой шпат присутствует в породе в небольшом количестве в гранофировом прорастании кварцем; часто также гранофировые образования обрастают сферические зерна плагиоклаза. Кварц образует ксеноморфные зерна с характерным облачным угасанием.

Черное габбро под микроскопом представляет собою породу габбровой структуры с редкими порфиловыми выделениями плагиоклаза. Плагиоклаз представлен лабрадором состава Ab 40 % — An 60 %, его выделения серицитизированы и сосюритизированы. Среди вторичных продуктов присутствуют минералы группы эпидота. Цветной компонент сложен бурой и светлозеленой роговой обманкой; по видимому, обе они развились по пироксену. Некоторые выделения цветного компонента замещены скоплениями мелких табличек амфибола и табличек биотита. По биотиту в свою очередь развивается хлорит.

В описываемом массиве были обнаружены также пироксениты. Это темносерая порода, состоящая в основном из крупных (1—3 мм) кристаллов амфиболитизированного пироксена, сцементированных пластинчатыми выделениями плагиоклаза. Пироксен представлен диаллагом. Развивающийся по пироксену амфибол выделяется в виде лапчатых пятен, покрывающих кристаллы диаллага ажурной сеткой. Плагиоклаз, представленный лабрадором, образует аллотриоморфные зерна, обладающие полисинтетическим двойниковым сложением.

Змеевики, оконтуривающие массив, располагаются линзами, вытянутыми в меридиональном направлении часто на протяжении 2—3 км; ширина их в среднем колеблется в пределах 100—300 м, реже наблюдается раздвигание линз до 1 км в поперечнике. Змеевики серого или зеленовато-серого цвета состоят из игольчатой разновидности серпентина, волокна

которого образуют небольшие пучки, часто распределяющиеся в виде звездочек. Кроме серпентина в змеевиках присутствуют тальк и выделения хромита и магнетита.

Змеевики залегают обычно среди основных пород — габбро, пироксенитов и, повидимому, обязаны своим происхождением изменению последних. А. П. Лебедев также считает змеевики образовавшимися за счет «метаморфизации основных и ультраосновных пород». «Но по вопросу о первоисточнике серпентинизирующих агентов (кремниевая кислота, вода и т. д.), — пишет А. П. Лебедев, — на основании имеющегося материала трудно сделать какие-нибудь определенные выводы, возможно, что их следует связывать с влиянием близлежащих варисских кислых интрузий, особенно если принять во внимание большую вероятность широкого подземного их продолжения».

У нас нет сомнений в том, что описанные интрузии относятся к каледонскому времени. В самом деле, в мелкосопочнике, прилегающем с запада к горам Кос-мурун, прекрасно видно, как варисские граниты массива Кос-мурун рвут плагиограниты и связанные с ними основные породы, не говоря уже о бесчисленном множестве секущих их жильных дериватов гранитной магмы этого же возраста. Но безусловно наиболее бесспорным доказательством каледонского возраста плагиогранитов и связанных с ними основных пород является наличие их галек в конгломератах сарысуйской свиты готландия. Нижняя же граница времени их образования определяется эруптивным контактом с известняками кембрия.

Кислые интрузии варисского возраста занимают огромные площади. Ими сложены горы Ортау и Кос-мурун, представляющие два крупных гранитных массива, повидимому соединяющихся на глубине. Оба массива сложены красными, розовыми, реже светлосерыми крупнозернистыми и мелкозернистыми разностями. Фациальная изменчивость гранитов выражена довольно резко; очень часто можно наблюдать на коротких расстояниях смену крупнозернистых разностей мелкозернистыми, приближающимися по своему типу к микрогранитам. Встречаются также порфировидные граниты. Эта фациальная изменчивость не обнаруживает вполне определенной закономерности. Так, мелкозернистые граниты, широко распространенные по периферии массивов, встречаются также и в их центральных частях. То же самое можно сказать и о порфировидных разностях. Ниже мы приводим описание варисских гранитов, сделанное А. П. Лебедевым. «Граниты характеризуются: а) высоким содержанием кварца, в среднем около 35—40 %, б) почти постоянным перевесом ортоклаза над альбитом в составе полевошпатовой части, в) крайне низким содержанием темноцветных компонентов, количество которых не превышает 2 %, обычно еще ниже. Все эти признаки характеризуют варисские граниты описываемого участка Казахстана в качестве крайних кислых и лейкократовых представителей группы гранитоидов». Из темноцветных компонентов наибольшим распространением в гранитах этого типа пользуется биотит, реже наблюдаются выделения мусковита.

В районе гор Ортау и Кос-мурун очень часто встречаются также жильные породы, относящиеся к наиболее поздним интрузивным образованиям. В эту группу пород прежде всего следует отнести многочисленные жилы микрогранитов, особенно широко развитые по периферии массивов, где они достигают ширины в несколько десятков метров (20—30). Кроме микрогранитов наблюдаются также жилы интрузивных порфиров, которых особенно много среди эффузивно-осадочного комплекса палеозоя.

Интрузивные порфиры иногда образуют даже небольшие массивы, площадью в несколько квадратных километров. Примером последних могут служить выходы интрузивных порфиров, расположенных севернее сопки Конур-адыр. По периферии гранитных массивов, а также в прилежащих к массивам вмещающих породах развиты дайки типа габбро-порфиритов и диорит-порфиритов. В юго-западной оконечности массива Кос-мурун отчетливо видно, как они рвут жилы микрогранитов. Равным образом к малым интрузиям мы относим небольшие дайки габбро-диабазов, обнаруженных среди пород готландия, по правому берегу р. Талды-эспе, где внедрение их несомненно связано с наличием здесь сброса.

К позднейшей, гидротермальной фазе относятся многочисленные кварцевые жилы, которые в большом количестве пронизывают отложения докембрия и нижнего палеозоя и менее часто встречаются в среднем палеозое. Жилы кварца обладают различными мощностями — от долей сантиметра до 10—30 м. Кварц обычно, повидимому, безрудный, если не считать отдельных жил, содержащих вкрапленность галенита, железного блеска и пирита.

Возраст описанных гранитных интрузий определяется активным контактом их с эффузивами нижнего девона, что отчетливо видно в районе сопки Джолтау, к юго-западу от нее, а также и в других местах гор Ортау. Верхнюю границу возраста варисских интрузий мы не знаем. Если считать, что жильные дериваты гранитной магмы, которые прорывают все отложения палеозоя до нижнего карбона включительно, следовали вскоре за внедрением собственно гранитных тел, то время образования интрузий определится как после-нижнекаменноугольное. Однако к такому определению следует относиться сугубо осторожно, поскольку в настоящее время доказано наличие в Центральном Казахстане гранитов доверхне-девонского возраста, которые по своему составу чрезвычайно близки к гранитам массивов Ортау и Кос-мурун.

IV. ТЕКТОНИКА

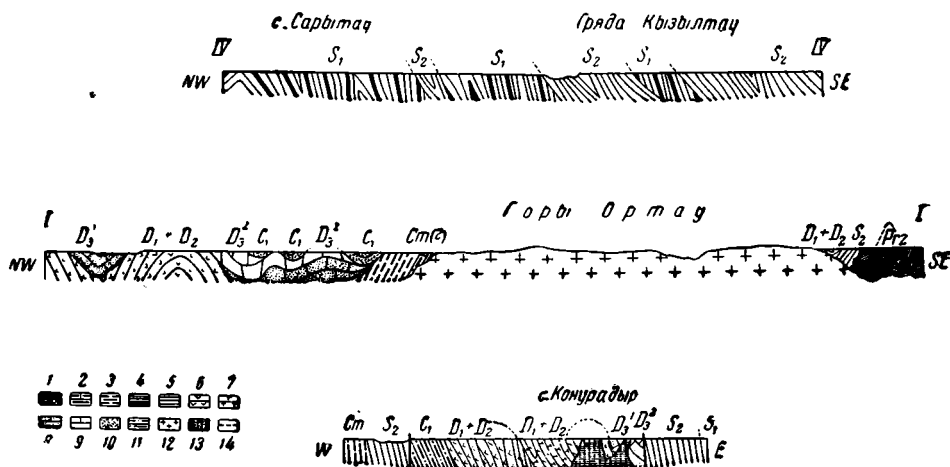
Достаточно самого беглого взгляда на геологическую карту изученного района, чтобы убедиться в резко очерченных площадях распространения отложений докембрия, нижнего палеозоя и среднего палеозоя. Эта особенность района находит свое объяснение в характере формирования структур различного возраста. Однако мы не имеем данных для того, чтобы судить о всех деталях изменения структур в каждый последующий отрезок времени. Мы можем судить только о структурах в пределах комплексов, время накопления которых измеряется несколькими системами. Таковыми комплексами являются отложения нижнего и среднего палеозоя. Обратимся же к анализу пликативных дислокаций докембрия и нижнего палеозоя, с одной стороны, и среднего палеозоя, с другой, и постараемся выяснить, что следует считать характерным для этих дислокаций и чем они отличаются друг от друга.

В центре изученной площади расположена область развития наиболее древних свит. Отложения протерозоя и кембрия, протягиваясь узкой лентой с юга на север между горами Ортау и Кос-мурун, образуют нормально построенную антиклинальную складку, сильно сжатую в крыльях. Слагающие эту структуру породы характеризуются чрезвычайно крутыми углами падения, в среднем порядка 60—80°, а нередко и стоят на головах. В общем выдерживая меридиональное простирание, отложения протерозоя и кембрия в плане представляются плавно изгибающейся

лентой, на севере принимающей северо-северо-восточное направление. Описываемая антиклиналь испытывает погружение на север, на что указывает появление в области ее шарнира отложений ордовика, обнажающихся в долине р. Джаман. Как в восточном, так и в западном крыле антиклинали прослеживается целая серия более мелких, повидимому вторичных, нередко опрокинутых складочек. Особенно хорошо последние видны в мелкосопочнике, прилегающем с запада к горам Кос-мурун, где породы кос-мурунской и актейлякской свит собраны в мелкие, гофрированные, часто причудливой формы складки. Однако эти складки являются лишь частными осложнениями основной структуры, ибо ширина размаха их крыльев достигает всего лишь 200—300 м, в то время как соответствующая ширина антиклинали нередко превосходит 3 км. Они развиваются преимущественно в местах, наиболее близко расположенных от гранитов, примером чего и может служить мелкосопочник, прилегающий с запада к горам Кос-мурун. Если породы докембрия и кембрия на протяжении от южной границы исследованного района до широты сопки Джолтау образуют единую складку, то далее наблюдается осложнение структуры, выражающееся сначала лишь в появлении синклиналей на ее крыльях в породах ортавской свиты, а затем еще севернее, в пределах северо-западных отрогов гряды Сарытау, в породах кызылтавской свиты уже прослеживается целая серия складок, по величине не уступающих основной антиклинали. Таким образом с достаточной убедительностью можно говорить о виргации складок нижнего палеозоя по мере погружения их на север в область долины р. Джаман-Сары-су. Чрезвычайно интересно, что именно в этом месте складки начинают плавно заворачивать на северо-восток (40—45°), а на отдельных участках даже приближаются к широтному простираению.

Начиная с гряды Сарытау, мы вступаем в новую полосу отложений нижнего палеозоя, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток к среднему течению р. Талды-эспе. В строении этой полосы принимают участие только две свиты ордовика и готландия — кызылтавская и сарысуйская. Их образования собраны здесь в систему складок, опрокинутых на запад (см. профиль по линии IV—IV, фиг. 3). Слои этих складок всюду характеризуются восточными падениями при углах в среднем около 60—70°; реже наблюдаются более пологие углы в 45—50°, а также и более крутые в 80—90°. Ширина размаха крыльев этих складок колеблется в пределах от 1 до 4,5 км, причем по мере удаления на восток ширина складок возрастает. Должно отметить также, что на восток происходит и общее погружение этой складчатой структуры. Если на западе широкие поля отложений кызылтавской свиты чередуются с более узкими, сложенными породами сарысуйской свиты (гряда Сарытау), то на востоке наблюдается обратное явление, выражающееся в резком преобладании пространств, занятых осадочными образованиями готландия. Картина станет еще более ясной, если мы укажем, что еще далее на восток, за пределами района исследования, располагается широкая долина р. Джаман-Сары-су, выполненная отложениями готландия и более юными породами палеозоя. Интересно проследить характер изменения простираций складок ордовика и готландия: резко выраженные на севере северо-восточные простираения (45—20°) на широте среднего течения р. Джаман становятся меридиональными, а в области долины р. Талды-эспе складки совершенно отчетливо ориентированы в северо-западном направлении (340—345°). Данное изменение простираций складок происходит постепенно и никаких признаков пересечения структур отмечено не было. Наблюдается только срезание под острыми углами породами готландия образований

кызылтавской свиты, что находит свое объяснение в трансгрессивном залегании их. Но это срезание, повторяем, не имеет ничего общего с пересечением структур различного возраста, ибо складки и ордовика и готландия, тесно связанные между собой, строго подчиняются указанному плану изменения простираний. Изучая структуры описываемой полосы ордовика и готландия, можно подметить еще одну характерную черту их строения: оказывается, что на севере число складок увеличивается в противоположность югу, где таковых меньше. Следовательно, и здесь справедлива закономерность виргации складок образований нижнего палеозоя в северном направлении. Итак, отложения ордовика и готландия образуют систему дугобразно изгибающихся складок, причем последние представляют пучок в виде веера, обращенного открытым концом в сторону долины р. Джаман-Сары-су.



Фиг. 3. Геологические профили через горы Ортау, Кос-мурун и прилежащие возвышенности.

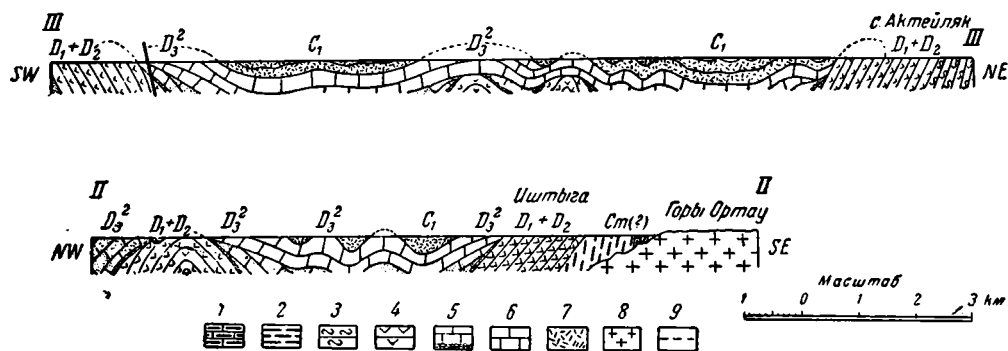
1 — конгломераты, песчаники, альбитофиты, плагиоклазовые порфиры и их туфы Ортавской свиты (Pt₂); 2 — известняки кос-мурунской свиты (См₁); 3 — песчаники, сланцы и известняки актейлякской свиты (См₂); 4 — яшмы, песчаники и диоритовые порфиры кызылтавской свиты (S₁); 5 — конгломераты, песчаники и сланцы сарысайской свиты (S₂); 6 — порфиры, их брекчии и туфы тастауской и джумай-карашукской свит (D₁ — D₂); 7 — туфы джумай-карашукской свиты (D₁ — D₂); 8 — песчаники и конгломераты пестроцветной свиты (D₃¹); 9 — известняки фаменского яруса (D₃²); 10 — туффиты, кремнистые сланцы и песчаники успенской свиты (C₁); 11 — песчаники, сланцы и алевроиты песчаниково-сланцевой свиты (C₂); 12 — габбро, 13 — диориты, 14 — обросы.

В северо-западной части района мы вновь встречаемся с отложениями нижнего палеозоя. Породы кос-мурунской и актейлякской свит кембрия протягиваются узкой полосой, обрамляя гранитный массив Ортау. Они образуют западное крыло антиклинальной складки, свод которой ассимилирован гранитами (профиль по линии I—I). От широты сопки Джумай-карашук кембрийские отложения на расстоянии свыше пяти километров сохраняют северо-восточное простирание (50—60°), но близ возвышенности Каратас начинают плавно поворачивать на север. Эта узкая полоса нижнепалеозойских пород перекрыта трансгрессивно залегающими свитами девона и карбона, которые далее на северо-запад занимают обширную площадь, выходящую за пределы изученного района.

Суммируя изложенное, мы приходим к выводу, что отложения докем-

брия и нижнего палеозоя в области гор Ортау и Кос-мурун представляют мегантиклинальную зону, наиболее возвышенная часть которой, в структурном смысле этого слова, располагается в центре исследованного района, где выходят на поверхность кембрийские породы. Несомненно, к востоку от этой зоны находится сопряженная с ней депрессия, описанная нами ранее под именем Кайрактинской мульды, в строении которой принимают участие отложения готландия и преимущественно девонские образования. Складки ордовика и готландия гряд Сарытау и Кызылтау, дугообразно изгибаясь, намечают контуры этой депрессии. Кроме того, в сторону депрессии складки виргируют и становятся более широкими по сравнению с узкими и сжатыми складками собственно антиклинальной зоны.

Мы считаем также необходимым подчеркнуть, что породы готландия, залегающие трансгрессивно и несогласно на подстилающих их отложениях докембрия, кембрия и ордовика, не образуют самостоятельных структур, а представляют с последними единый по плану складчатый комплекс.



Фиг. 4. Геологические профили через северную оконечность гор Ортау.

1 — известняки кос-мурунской свиты (Cm_1); 2 — песчаники, сланцы и известняки актейлякской свиты (Cm_2); 3 — порфиры джумай-карашукской свиты ($D_1 - D_4$); 4 — порфиры джумай-карашукской свиты ($D_1 - D_4$); 5 — песчаники и конгломераты пестроцветной свиты (D_3^2); 6 — известняки фаменского яруса (D_3^2); 7 — туффиты, кремнистые сланцы, песчаники успешенской свиты (C_1); 8 — граниты; 9 — сбросы.

Не может быть никакой речи о пересечении складок доготландских пород со складками готландия. Осадочные образования сарысуйской свиты лишь срезают, как правило, под очень острым углом, $10-15^\circ$, породы кембрия и ордовика. Это можно наблюдать как в грядах Сарытау и Кызылтау, так и в мелкосопочнике, прилегающем с запада к горам Кос-мурун. В последнем случае породы готландия залегают непосредственно на кембрийских, указывая, таким образом, на то, что уже в доготландское время антиклинальная зона в районе гор Ортау и Кос-мурун существовала как вполне определенная морфологическая единица.

Обратимся теперь к анализу структур среднего палеозоя. Как отмечалось выше, характер пликативных дислокаций в породах этого возраста резко отличается от характера дислокаций в породах нижнего палеозоя. Постепенно переходя от более древних свит к более молодым, можно наблюдать ослабление степени сжатия слоев, что находит свое выражение в более пологих формах складчатости. На формы и интенсивность складчатости среднепалеозойских свит, кроме уменьшения степени сжатия,

влияют бóльшая или меньшая компетентность слагающих их пород и характер дислокаций нижнепалеозойского основания. Не останавливаясь пока на деталях структурных форм, описание которых следует ниже, мы должны предварительно отметить, что в исследованном районе выделяются две молодых структуры: Ортавская мульда, у подножья северного склона гор Ортау, и Тастауская мульда, на восточном склоне гор Кос-мурун. Особенности структур отдельных свит в пределах той и другой мульды несколько различны, что мы постараемся оттенить в последующем изложении (фиг. 4).

Тастауская свита, являющаяся самым нижним членом разреза среднего палеозоя, отличается от вышележащих свит более сильным проявлением динамометаморфизма, выражающимся в широком развитии явлений рассланцованности и кливажа. Массивные эффузивы и их туфы, являясь породами компетентными, не дают сильно сжатых складок, а реагируют на давление скалыванием и раздроблением. В пределах Ортавской мульды, вдоль восточного борта ее, где выходят эти породы (сопки Джолтау и Актейляк), наблюдаются падения $SZ\ 300-275^\circ$. Направление плоскостей кливажа совпадает с первичной слоистостью. В Тастауской мульде эти эффузивы образуют две крупные антиклинальные складки, вытянутые в меридиональном направлении. Форма этих складок и значительные мощности тастауских эффузивов дают основание предполагать наличие дополнительных складок, обнаружить которые не позволяют дизъюнктивные нарушения, играющие большую роль на этом участке. Падения покровов эффузивов направлены здесь преимущественно в одну сторону — $СВ\ 85^\circ - ЮВ\ 95^\circ$. Складки опрокинуты на запад и на северо-запад. По степени дислоцированности породы тастауской свиты отличаются от вышележащих образований, тяготея, на наш взгляд, больше к породам нижнего палеозоя.

Покрывающие их породы джумай-карашукской свиты, судя по их структурам, в меньшей степени подвергались сжатию. Они образуют более спокойные складки с меньшим развитием кливажа. В южной части Ортавской мульды, в районе сопок Джумай-карашук наблюдалась постепенная смена направления падения от $SZ\ 280-310^\circ$ до $СВ\ 30-40^\circ$ по мере движения от восточного края к западному, что позволяет сделать вывод о периклинальном строении данного участка. Западные и юго-западные падения порфиров гряды Актейляк, юго-восточные падения, замеренные в эффузивах сопок Карашук, т. е. падения, направленные всюду внутрь мульды, заполненной более молодыми осадками, рисуют положение эффузивов в виде замкнутого кольца, ограничивающего со всех сторон эту структуру. Небольшие антиклинальные вздутия, сложенные этими породами, наблюдаются в районе сопок Джумай-карашук, где они выступают среди трансгрессивно перекрывающих их пород пестроцветной свиты.

В пределах Тастауской мульды породы свиты джумай-карашук образуют три меридионально вытянутых антиклинальных складки, разделенные синклиналиями понижениями, опрокинутые на северо-запад и нарушенные целой серией сбросов также меридионального направления, которые осложнены небольшими широкими сдвигами.

Пестроцветная свита залегает резко трансгрессивно на обеих эффузивных свитах, перекрывая их и переходя на породы нижнего палеозоя. В районе сопок Джумай-карашук простираения пород пестроцветной свиты срезают под углом простираения более древних пород. Характер дислокаций в пестроцветной свите не представляет отличий от складчатости в подстилающих ее эффузивах.

Известняки фаменского яруса слагают в Ортавской мульде серию брахиантиклинальных вздутий, вытянутых цепочкообразно в северо-восточном направлении. Эти складки имеют асимметричное строение с пологими углами падения ($10-15^\circ$) на юго-восточных крыльях и более крутыми ($30-40^\circ$) на северо-западных, с горизонтально лежащими слоями в сводовых частях. В Тастауской мульде, в западной ее части, от них сохранились лишь небольшие ($300-400$ м в поперечнике) «останцы», залегающие довольно высоко на размытой поверхности эффузивов; в восточной части мульды они образуют синклинальную складку, восточное крыло которой оборвано сбросом.

Центральную, более глубокую часть Ортавской мульды слагают породы успенской свиты. Строение этой части мульды также неоднородно, она разбивается на ряд брахисинклинальных понижений, имеющих самую разнообразную величину (от $100-200$ м до $3-5$ км в поперечнике). Кроме основной, довольно пологой складчатости в этих слоях большую роль играют гофрировка и «плотчатость», как можно назвать формы, развивающиеся на крыльях более крупных складок. Они часто дают очень крутые углы падения — до $70-80^\circ$. Такого рода сложная мелкая складчатость объясняется, повидимому, всецело некомпетентностью пород успенской свиты, представленных преимущественно сланцами.

В Тастауской мульде отложений успенской свиты мы не знаем. О характере дислокаций самых молодых пород района песчаниково-сланцевой свиты судить трудно вследствие очень сильной нарушения сложности участка. Можно только сказать, что они залегают в более глубокой области мульды, от которой сохранилась лишь часть восточного крыла, образующая как бы клин среди порфиров, оканчивающийся у сопки Тастау. Слои довольно сильно дислоцированы, наблюдающиеся в них углы падения колеблются в пределах $50-60^\circ$.

Суммируя изложенное, должно отметить, что простираание слоев в молодых мульдах почти во всех случаях в общем конкордантно с простирааниями нижнепалеозойских пород. Указанное выше перекрещивание простирааний пород пестроцветной свиты с простирааниями пород нижнего палеозоя у сопки Джумай-карашук наблюдалось в периклинальном окончании мульды, где такое явление вполне закономерно.

Из приведенного морфологического описания и анализа структурных форм этих мульд совершенно ясно вытекает принципиальное различие в их строении. Если в Ортавской мульде преобладающее значение имеют укороченные складки с заметной ундуляцией осей, то совершенно иные структуры свойственны Тастауской мульде. Мы имеем здесь ряд узких и длинных складок, опрокинутых на запад и северо-запад. По направлению на север складки затухают; как ведут они себя на юге, уже за пределами района — мы не знаем.

Наблюдать нормальную последовательность разреза отложений среднего палеозоя удастся далеко не всюду. Но в пределах Ортавской мульды мы имеем большую полноту его, чем в Тастауской, где перерывы и несогласия выражены значительно более резко. Так, например, перерыв в отложении осадков здесь достигает весьма значительного интервала, когда на эффузивах тастауской свиты (D_1) залегают песчаниково-сланцевая свита нижнего карбона.

Учитывая все черты отличия в строении этих двух мульд, мы относим их к разным типам среднепалеозойских структур. Еще работами 1936 г. нами было установлено, что в Успенском районе легко выделяются два типа мульд, выполненных отложениями девона и нижнего карбона, которые отличаются своим положением относительно

структур нижнего палеозоя. Так, одни развивались на центральном поле, близко к осевой части антиклинальной зоны, другие, напротив, закладывались в сопряженных с антиклинальными зонами депрессиях, и можно наблюдать почти полное совпадение их осей. Первые получили у работников Казахской экспедиции Академии Наук название наложенных мульд, вторые — унаследованных.

Яркий пример унаследованной структуры был приведен нами при описании Кайрактинской мульды (Шатский, 1938). Примером наложенной структуры может служить мульда девонских и каменноугольных пород, расположенная близ Успенского рудника.

Изучая район гор Ортау и Кос-мурун, мы пришли к выводу, что Тастауская мульда относится к наложенным структурам. В самом деле, она приурочена к антиклинальной зоне нижнепалеозойского основания и на весьма значительное расстояние, измеряющееся десятками километров (25—30), удалена от центра депрессии. Ортавская мульда отстоит на несколько большее расстояние от наиболее возвышенной части антиклинальной зоны, чем Тастауская. Мы имеем в виду мелкосопочник, прилегающий с запада к горам Кос-мурун, непосредственно к югу от которого протягивается полоса, сложенная докембрийскими образованиями. Эта большая удаленность Ортавской мульды и определила большую полноту разрезов выполняющих ее девонских и каменноугольных пород. Возможно, что этим же обстоятельством следует объяснить и более простые формы пликативных дислокаций Ортавской мульды.

Мы прекрасно понимаем, что, устанавливая положение структур среднего палеозоя, мы еще не решаем этим вопроса их генезиса. К сожалению, этот важнейший вопрос тектоники Центрального Казахстана остался для нас невыясненным. Все наши построения в этом направлении не выходят за пределы догадок. Не вызывает сомнений только то обстоятельство, что формирование молодых структур началось со времени излияний эффузий тастауской свиты и что образованию последней, сейчас же после отложения пород сарысуйской свиты, предшествовали ярко выраженные поднятия. Именно покровы эффузий тастауской свиты как бы диктуют форму и положение структур по отношению к древним. Залегающие выше их свиты лишь повторяют с известными отклонениями раз установленные ими границы распространения.

Чрезвычайно интересно проследить положение крупных гранитных тел. Массив гранито-гнейсов и доготландских интрузий располагается в восточном крыле антиклинальной зоны, близ ее шарнира, протягивающейся между горами Ортау и Кос-мурун. Окружающие этот массив породы кембрия и готландия падают к востоку и реже к западу от него. По обе стороны доготландского массива протягиваются огромные тела гранитов герцинского времени. Изучая контакты между этими телами и вмещающими их породами, часто можно наблюдать, что последние падают по направлению к гранитным телам. Так, например, альбитофировые туфы ортавской свиты, окружающие Ортавский массив с юго-востока, падают в западном и северно-западном направлении, т. е. как раз в сторону массива. Точно так же отложения кембрия и готландия, обрамляющие западную границу массива Кос-мурун, падают на восток. Таким образом может создаться впечатление, что наиболее крупные интрузии располагаются в синклинальных структурах. Однако это не совсем так. Действительно, и массив Ортау и массив Кос-мурун залегают в осевой части антиклинальной зоны докембрийского и нижнепалеозойского основания и на десятки километров

удалены от центров депрессий последнего. Нет ничего удивительного в том, что отдельные складки антиклинальной зоны, которая, как мы знаем, представляет систему их, при внедрении гранитных масс оказались ориентированными таким образом, что крылья «оборванных» синклиналей стали являться ближайшими к массивам структурными элементами вмещающих пород. Еще более оригинальным может оказаться положение герцинских массивов по отношению к наложенным мульдам среднего палеозоя. Работами экспедиции Академии Наук установлено, что часто граниты этого возраста располагаются в центре наложенной структуры. Но само собой разумеется, что в этом случае их положение определяется структурами нижнепалеозойского основания. Хотя в нашем районе таких примеров и нет, если не считать нижнедевонских порфиров сопки Джолтау и выходов их, расположенных к юго-западу от нее, которые, возможно, представляли единое целое с Ортавской мульдой, мы сознательно остановились на этом вопросе, поскольку многие геологи, изучающие Казахстан, показывая на картах граниты среди наиболее молодых отложений палеозоя — верхнего девона и карбона, никак не объясняют столь необычного положения их, или объясняют, привлекая на помощь дизъюнктивные нарушения. В нашем районе нет никаких данных говорить в пользу внедрения гранитов по заранее ослабленным нарушениями зонам. Должно отметить также, что массивы сохраняют господствующие простирания вмещающих пород, меридиональные и северо-восточные, наиболее крупные из которых (массив Ортау) протягиваются с юга на север на расстоянии свыше 30 км.

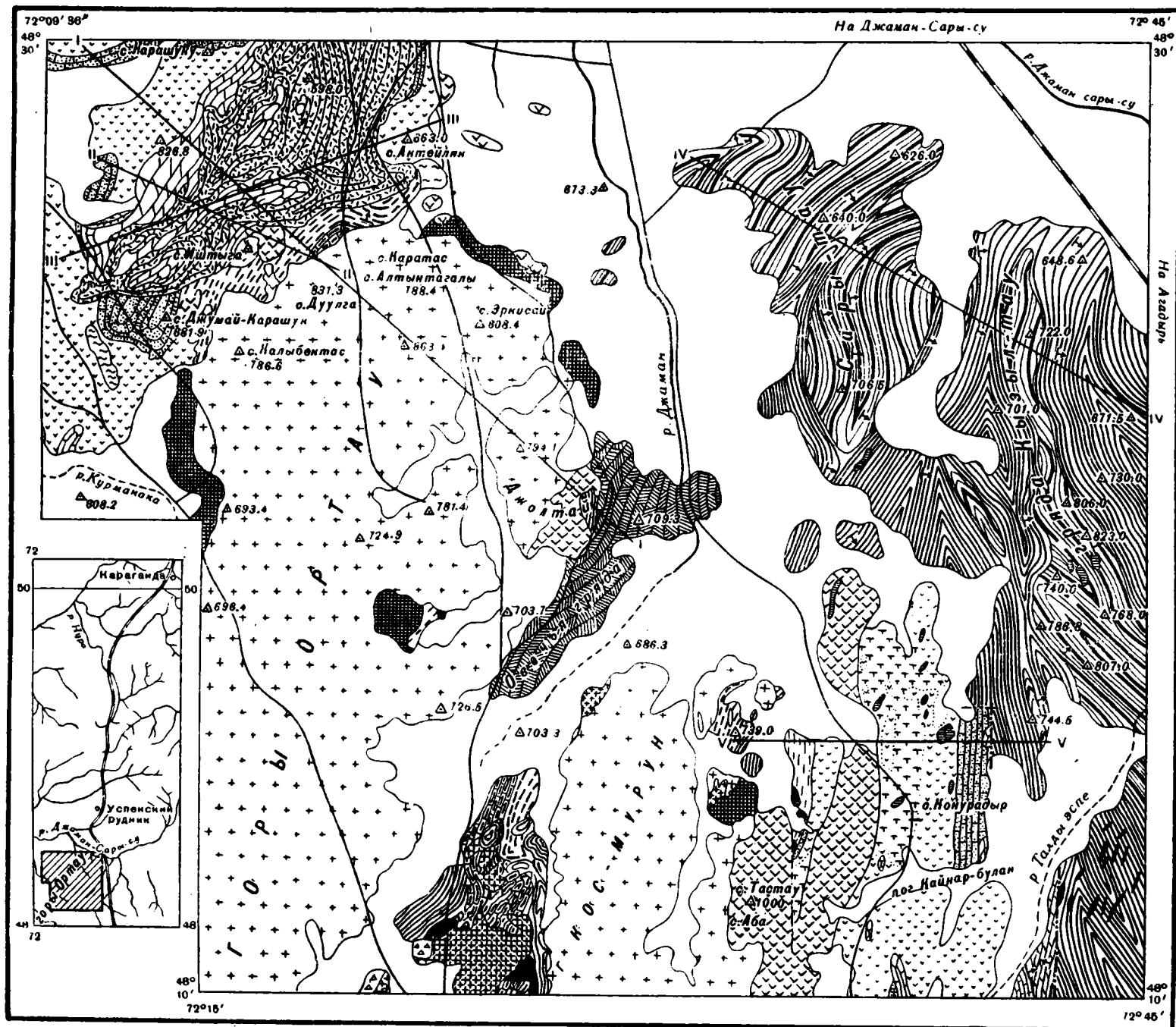
Очерк тектоники был бы неполон, если бы мы не осветили формы дизъюнктивных дислокаций. Исследователи Успенского района последних лет — М. П. Русаков, И. Н. Ваганов, И. С. Яговкин (1933) придавали им чрезвычайно большое значение. Наиболее четко эта мысль изложена в работе И. С. Яговкина (1932), который устанавливал зоны смятия и раздробления по южной окраине гранитного батолита Калдырма, расположенного в 50 км к северо-востоку от гор Ортау. Еще в 1936 г. мы специально исследовали те места, где И. С. Яговкин проводит эти зоны, и действительно обнаружили, что на отдельных участках палеозойские породы подверглись интенсивному расланцованию. Тщательные поиски мощных брекчий дробления, которые указывает И. С. Яговкин в пределах этих «зон», не увенчались успехом. Таким образом говорить о сколько-нибудь заметных перемещениях вдоль этих «зон» не приходится. Эти участки интенсивно расланцованных пород являются типичными примерами проявления дислокационного метаморфизма в местах, где породы испытывают наибольшее давление. В любой геосинклинальной области можно найти сотни таких примеров, особенно хорошо выраженных в наиболее древних образованиях.

В Успенском районе И. С. Яговкин отмечает большое количество сбросов. Нам лично удалось проследить несколько сбросов в пределах Тастауской мульды и один в Ортавской. Наиболее крупный из сбросов Тастауской мульды протягивается вдоль восточного склона долины р. Талды-эспе и затем, переходя на западный склон долины севернее сопки Конур-адыр, теряется под четвертичными отложениями. Общая протяженность его свыше 12 км. Этим сбросом приведены в несогласное соприкосновение пестроцветная толща и известняки девона восточного крыла мульды с породами готландия. Плоскость сбрасывателя простирается в меридиональном направлении, падая на восток под углом около 60—70°. Несомненно, с этим сбросом связано появление жил

габбро-диабазов на правом берегу р. Талды-эспе, а также интрузивных порфиров севернее сопки Конур-адыр. Второй сброс проходит к востоку от сопки Тастау. Им оборвано западное крыло синклинали, выполненной отложениями пестроцветной толщи девона и песчаниково-сланцевой свиты нижнего карбона, которые приведены в несогласное соприкосновение с эффузивами нижнего девона. Он также простирается в меридиональном направлении, причем площадь сбрасывателя падает на восток ($\angle 70-75^\circ$). Как и в первом случае, к линии сброса приурочены жилы интрузивных порфиров. Кроме продольных сбросов, согласных с господствующим простиранием пород, в Тастауской мульде прослеживаются небольшие широтные разломы, носящие характер сдвигов. Они были обнаружены нами севернее сопки Тастау и сопки Конур-адыр. Данные дислокации вносят осложнения в структуры, сбивая отдельные горизонты свит на десятки, реже сотни метров к западу. Единственный сброс Ортавской мульды расположен в 4 км к северо-западу от сопки Джумай-карашук. По линии этого сброса, ориентированной в юго-восточном направлении, соприкасаются известняки готландия и туффиты успенской свиты с эффузивами джумай-карашукской толщи. Возраст этих дислокаций, несомненно, не древнее карбона и, весьма вероятно, значительно более поздний.

Постараемся теперь в самых общих чертах наметить характер движений, имевших место в палеозойское время в районе гор Ортау и Кос-мурун. Если взять сводный разрез отложений района, то невольно бросается в глаза, что на протяжении нижнего и среднего палеозоя выделяются две эпохи относительного покоя. Мы имеем в виду среднекембрийское время и фаменский век верхнего девона, когда на обширной площади Северо-восточного Казахстана происходило накопление известняковых осадков. Отсутствуют среди отложений среднего кембрия и верхнего девона также и проявления вулканической деятельности. В это время сноса обломочного материала почти нацело прекращается, что свидетельствует о погружении под уровень моря подавляющего большинства приподнятых и, несомненно, в известной части представлявших сушу участков. Лучшим доказательством подобных поднятий в докембрийское время служат конгломераты и песчаники ортавской свиты верхнего протерозоя. Однако несомненен тот факт, что после отложения известняков среднего кембрия область гор Ортау и Кос-мурун начинает испытывать поднятия, процесс которых еще в доготландское время привел к образованию между горами Ортау и Кос-мурун участков, выведенных выше уровня моря. Эта приподнятая зона, безусловно продолжавшаяся на юг и север, и являлась областью сноса, поставлявшей терригенный материал в период формирования свит. Но было бы несправедливым считать, что на фоне общих поднятий страны не существовало районов, которые испытывали уже в течение нижнего палеозоя прогибание. Такими районами являлись депрессии, расположенные к востоку и к западу от гор Ортау и Кос-мурун.

Как указывалось выше, в депрессиях увеличиваются мощности свит при большей полноте их разрезов, причем можно проследить это увеличение, переходя от приподнятых участков к областям прогибаний. Таким образом, уже в нижнем палеозое устанавливается определенный план развития этой части Казахской степи, который в дальнейшем, в девонское и нижнекаменноугольное время сохранялся, претерпевая лишь незначительные изменения. Наибольшая нивелировка поверхности морского дна происходила в конце верхнего девона, после чего вновь возникают участки суши, повлекшие за собой образование мелкого моря,



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Четвертичные отложения	Визейский и турнейский ярусы нижнего карбона	Успенская свита	Фаненский ярус верхнего девона	Франский ярус верхнего девона	Средний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон	Нижний девон

Масштаб
2 0 2 4 6 км

Фиг. 5. Геологическая карта района гор Ортау и Кос-мурун.

1 — четвертичные отложения; 2 — визейский и турнейский ярусы нижнего карбона: песчаниково-сланцевая свита (песчаники, алевроиты и сланцы с растительными остатками); 3 — то же: успешная свита (кремнистые сланцы, туффы и туфы); 4 — фаненский ярус верхнего девона: серые известняки; 5 — то же: темные известняки со *Spirifer calcaratus* Sw.; 6 — франский ярус верхнего девона: пестроцветная толща (конгломераты и песчаники); 7 — нижний и средний девон, джумай-карашунская свита: альбитофиты, кварцевые порфиры и их туфы; 8 — то же: порфиры; 9 — то же: туфы, туффы и туфо-песчаники с прослоями порфиров; 10 — нижний девон: тастауская свита (порфиры); 11 — готландский: сарысуская свита (конгломераты, песчаники, известняки и сланцы); 12 — орловский: кызылтавская свита (порфиры, ортофиты, диабазы, яшмы и песчаники); 13 — средний нембрий: антейлянская свита (песчаники и сланцы, прослоями мергелей и известняков); 14 — нижний нембрий: кос-мурунская свита (серые и светлосерые кристаллические известняки); 15 — докембрий: ортасская свита (песчаники, кремнистые сланцы и туфы с редкими прослоями конгломератов, альбитофиты и ортофиты); 16 — метаморфические породы; 17 — вмесивки доготландские; 18 — герцинские граниты; 19 — доготландские граниты и ортогнейсы; 20 — кислые жильные породы; 21 — основные интрузивные породы: 1) доготландские габбро; 2) герцинские габбро-диабазы; 22 — линии дизъюнктивных дислокаций; 23 — элементы залегания пород.

а также бассейнов лагунного типа во время первой половины нижнего карбона.

Следует подчеркнуть, что приподнятые участки на протяжении изученного отрезка палеозойской эры отвечали антиклинальным зонам, а области прогибаний — огромным мульдам. Следовательно, палеозойские структуры имели также определенную направленность в своем развитии. Перерывы и несогласия в эффузивно-осадочной серии палеозойских отложений отмечают лишь данный этап развития складок.

Именно к участкам, испытывавшим поднятия, являвшимся одновременно антиклинальными зонами, было приурочено и максимальное проявление процессов вулканизма. Мы уже говорили о положении гранитных тел, имеющих акмолитовое строение; точно так же и эффузивы девонской системы достигают максимальных мощностей и тяготеют в своем распространении к антиклинальным зонам. По направлению к областям депрессий наблюдается постепенное выклинивание покровов эффузий, не обязательно полное, и замещение их осадочными образованиями. К сожалению, для лав нижнего палеозоя, по условиям обнаженности их, мы лишены возможности проверить это положение.

В заключение отметим, что мы, конечно, еще очень мало знаем о характере движений, имевших место как в нижнем, так и в среднем палеозое в районе гор Ортау и Кос-мурун. Мы постарались наметить только тот путь, по которому следует идти для их выяснения.

ЛИТЕРАТУРА

- Б а л у х о в с к и й Н. Ф. К стратиграфии палеозоя Северо-восточного Казахстана. Пробл. сов. геол., 1937, № 5—6.
- Б е с п а л о в В. Ф. Геологическое строение Верхне-Атасуйского района. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1938, вып. 3.
- Б о г д а н о в А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 4.
- В а х р а м е в В. А. Геологические исследования в северо-восточном Прибалхашье. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1941, 19, № 1—2.
- К а с с и н Н. Г. 1. Краткий геологический очерк Северо-восточного Казахстана. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 165.
- К а с с и н Н. Г. 2. Проявления вулканизма в Северном Казахстане. Изв. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, 50, вып. 83.
- К а с с и н Н. Г. 3. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Баян-Аульского и Верхне-Чидертинского листов. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 110.
- К а с с и н Н. Г. 4. Вулканизм Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, № 9.
- К а с с и н Н. Г. 2. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, № 6.
- К а с с и н Н. Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана. Пробл. сов. геол., 1937, № 8.
- К о в ы р е в А. А. Гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области. СПб, 1911.
- К у ш е в Г. Л. Карагандинское каменноугольное месторождение. Мат. Карагандинск. геол.-разв. бюро, 1936, вып. 1.
- Л и б р о в и ч Л. С. Основные черты геологической истории Кизило-Уртамынского района на Южном Урале. Зап. Мин. общ., 1935, 1.
- М а р к о в а Н. Г. Стратиграфия нижнего палеозоя Северо-восточного Казахстана. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1940, вып. 53.
- М а р к о в а Н. Г. Тектоника Чингизской зоны Северо-восточного Казахстана. Сб. «Тектоника Казахстана», 1948.
- М е д о е в Г. Ц. Основные черты геологии и тектоники Карагандинского каменноугольного бассейна. «Караганда», Тр. Казах. базы Акад. Наук, 1936, вып. 3.
- П а д а л к а Г. Л. Геологические и петрографические исследования в Верхне-Токраунском районе Казахской АССР. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 245.

- Русаков М. П., Ваганов М. П. и Яговкин И. С. Успенско-Спасский район в Северо-восточном Казахстане и его минеральные ресурсы. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 236.
- Симорин А. М. Краткий стратиграфический очерк Карагандинского бассейна. Мат. Карагандинск. разв. бюро, 1936, вып. 2.
- Старостина З. М., Красильников Б. Н., Сергеев Н. Г. и Третькова И. Ф. Геологическое строение северо-восточной окраины гор Ерементая и прилегающей части долины р. Уленты. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1941, вып. 63, геол. сер., № 20.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1938, № 6.
- Штрейса Н. А. Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана. Изд. СОПС Акад. Наук, 1940.
- Яговкин И. С. Месторождения медных руд окрестностей Спасского завода в Киргизской степи. Изв. Геол. ком., 1928, № 5.
- Яговкин И. С. Геологические исследования Успенского района Казахской АССР. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1932, вып. 43.
-

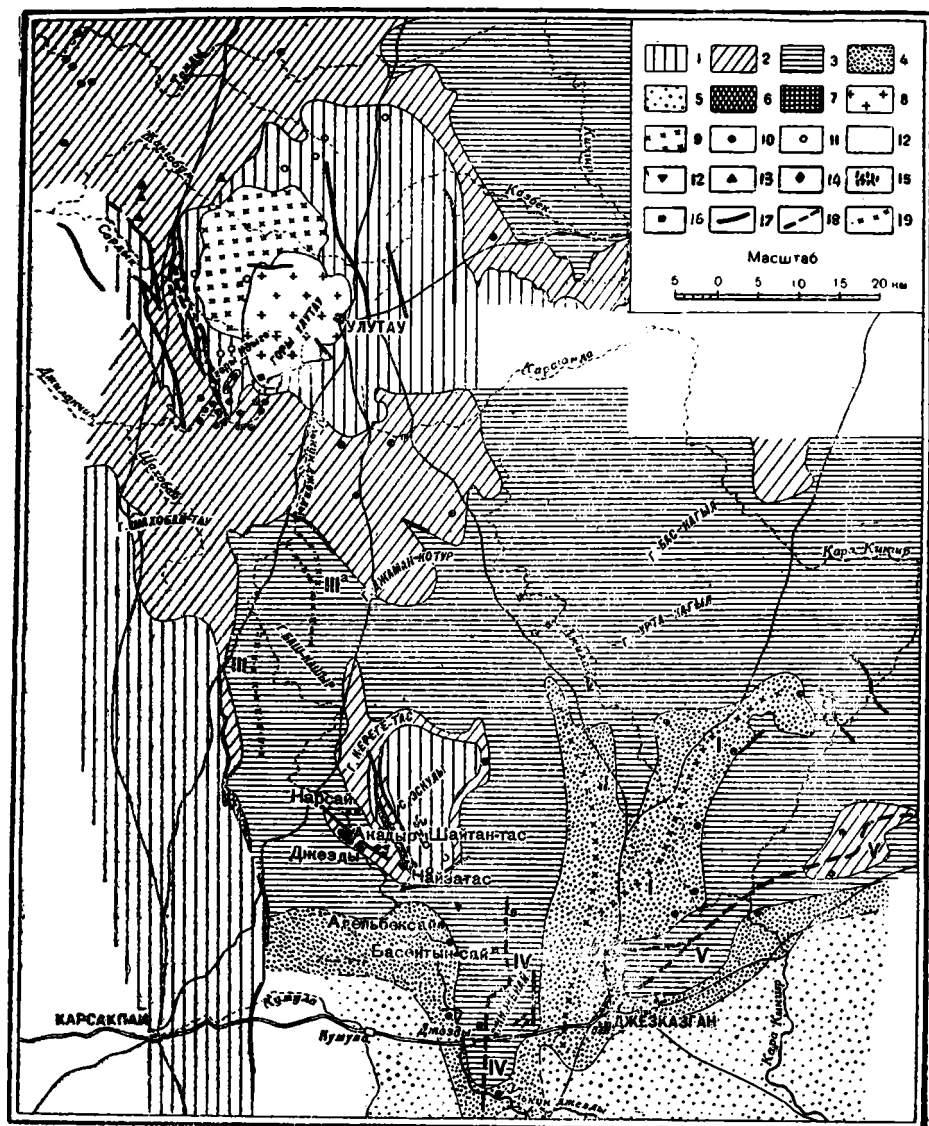
Г. Д. С А П О Ж Н И К О В

ИДЫГЕЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА В ДЖЕЗКАЗГАН-УЛУТАВСКОМ РАЙОНЕ

Структура Джезказган-Улутавского района определяется, в основном, складчатыми дислокациями, среди которых преобладают пологие антиклинальные и синклиналильные складки, представляющие собой плавные изгибы девонских и каменноугольных слоев. Эти структуры вытянуты обычно на 40—60 км в длину при ширине в 10—20 км. Сюда прежде всего относятся Джездинская синклиналь и Женайская антиклиналь, расположенные в западной части района и вытянутые в меридиональном направлении. В восточной части района эти дислокации представлены Джезказганской синклиналью и Кенгирской антиклиналью, простирающимися в северо-восточном направлении. Наконец, к средней части района приурочена Желандинская синклиналь, ось которой ориентирована в меридиональном направлении.

Наряду с этим в пределах района пользуются развитием складчатые дислокации несколько иного характера. Это более крупные структуры антиклинального и брахиантиклинального строения, сложенные в ядрах метаморфическими породами докембрия или нижнепалеозойскими образованиями и в периферической части — девонскими терригенными или морскими образованиями. К числу этих структур относится крупная Карсакпайская антиклиналь, расположенная в крайней западной части района, а также Улутауское и Эскулинское поднятия.

Таким образом можно без преувеличения сказать, что тектонику района определяют складчатые дислокации. Однако в его западной части заметную роль играют и разрывные дислокации, которые широко распространены в районе гор Улутау и сопки Эскулы и тяготеют здесь к крыльям поднятий брахиантиклинального типа (см. прилагаемую схематическую карту, фиг. 1). В обоих этих пунктах разрывные дислокации обладают сходными чертами строения и одинаковым положением в структуре района, что, наряду с положением одной из них на продолжении другой, позволяет отнести тектонические нарушения Улутау и Эскулы к единой тектонической зоне. Эту зону мы предлагаем назвать Идыгейской по имени сопки Идыге, в окрестностях которой она наиболее отчетливо развита.



Фиг. 1. Схема геологического строения Джезказган-Улутаевского района.

1 — область развития додевонских осадочных кристаллических и метаморфических пород; 2 — область распространения терригенных пород девона; 3 — область развития известняков, сланцев и других пород верхнего девона и нижнего карбона; 4 — область распространения пород джезказганской свиты; 5 — область развития мезозойских образований; 6 — варисские интрузии; 7 — варисские порфириды; 8 — аляскитовый гранит Улутау; 9 — биотитовый гранодиорит Улутау; 10 — медное оруденение в породах девона и джезказганской свиты; 11 — медное оруденение в других породах; 12 — кварцево-нальпитовые жилы с сульфидами; 13 — барит; 14 — месторождения марганца; 15 — рудные жилы Шайтантасского района; 16 — железные руды в отложениях нижнего карбона; 17 — линии разрывных дислокаций; 18 — оси Женайской (IV) и Кингирской (V) антиклиналей; 19 — оси Джезказганской (I), Желандинской (II) и Джездинской (III) синклиналей.

Дислокации Идыгейской зоны протягиваются полосой по западной окраине Улутаевского поднятия. Здесь в области крыла последней к западу от гранитов Улутаевского интрузива пользуются преимущественным развитием терригенные красноцветные породы девона, подстилаемые эф-

фузивной серией силур-девонского возраста и породами метаморфической свиты, которые относятся уже к докембрию.

Слои осадочных образований наклонены преимущественно к западу, хотя иногда наблюдаются и восточные падения. Падение на запад и юго-запад свойственно не только осадочным породам, но менее отчетливо проявляется и в отложениях метаморфической толщи. Такой наклон слоев обусловлен расположением района в области западного крыла Улутавского поднятия, имеющего брахиантиклинальное строение. На фоне общего падения слоев к западу в осадочных красноцветных породах девона намечаются мелкие антиклинальные и синклинальные структуры, вытянутые в северо-западном направлении. В области развития пород метаморфической свиты и девонских красноцветных образований, в непосредственной близости от тела Улутавского гранитного интрузива, располагается ряд разрывных дислокаций, ориентированных в общем в северо-западном направлении, параллельных между собой и прослеживающихся на значительном протяжении. Эти сбросы ограничивают полосу развития девонских красноцветных образований от пород метаморфической толщи, расположенных с востока и запада от нее. Полоса девонских образований прослеживается здесь, как видно на прилагаемой карте, из района нижнего течения р. Сарлык на северо-западе до окрестностей с. Идыге на юго-востоке. Длина ее около 25 км при ширине порядка 4—6 км. Эта полоса характеризуется несколько асимметричным синклинальным строением. Падение пород в пределах западного крыла около 15—20° на СВ, тогда как в восточном, более крутом, крыле оно составляет 30—40° на ЮЗ. Крылья синклинальной складки разбиты сбросами, ориентированными в общем параллельно оси ее. Как уже упоминалось, эти сбросы, с запада и востока, отделяют полосу девонских красноцветных образований от ограничивающих ее пород метаморфической толщи. Такие соотношения позволяют рассматривать полосу развития девонских отложений как грабен, в котором красноцветные образования, смятые в пологую асимметричную синклинальную складку, опущены относительно пород метаморфической свиты. Разрывные дислокации, ограничивающие грабен, обычно имеют характер сбросов.

Иногда здесь можно видеть несколько параллельных или в отдельных случаях пересекающихся сбросов. По плоскостям некоторых из них возможно имело место надвигание, которое сопровождалось незначительным перекрыванием одних горизонтов другими.

Со сбросом, ограничивающим грабен с востока и проходящим у подножья с. Идыге, связывается небольшое интрузивное тело, протягивающееся узкой полосой, строго приуроченной к линии разрывной дислокации. Длина этого тела до 2 км при ширине, не превышающей обычно 200—300 м; сложено оно порфировидным адамеллитом, отличным от аляскитовых гранитов Улутау и других кислых интрузивных пород района. Этой интрузии, приуроченной к линии разрывной дислокации, секущей девонские породы, мы приписываем варисский возраст, в отличие от гранитов массива Улутау, возраст которых определяется как доверхнедевонский. Разрывные дислокации, ограничивающие грабен, прослеживаются, сохраняя в общем параллельное положение, на северо-запад от с. Идыге до района, лежащего к северу от р. Сарлык, где они, видимо, затахают в области развития красноцветных отложений верхнего девона. Точно так же и к югу от с. Идыге разрывные дислокации входят в область сплошного распространения девонских, а далее каменноугольных пород и быстро затахают.

В 60 км к юго-востоку от Улутау расположена вторая крупная структурная единица района, так называемое Эскулинское поднятие. Оно представляет собой брахиантиклинальную складку, в ядре которой выходят метаморфические породы докембрия и силурийские образования, а на крыльях — девонские и каменноугольные отложения. В области западного крыла Эскулинского поднятия пользуются развитием разрывные дислокации типа сбросов. Два наиболее восточных сброса ограничивают здесь узкую полосу красноцветных отложений верхнего девона, вытянутую в северо-западном направлении, от пород метаморфической свиты, примыкающих к ней с запада и востока. Эта полоса имеет длину до 20 км при ширине до 2 км. Падение слоев красноцветов в ее пределах моноклинальное в западных румбах. Положение полосы девонских пород среди образований метаморфической свиты позволяет считать, что она лежит в грабене, ограниченном сбросами с юго-запада и северо-востока. Этот грабен обладает многими чертами сходства с грабеном района Улутау. Действительно, в обоих красноцветные отложения девона располагаются среди образований метаморфической свиты. Далее обращает на себя внимание сходное их положение по отношению к крупным брахиантиклинальным структурам района, к крыльям которых они приурочены. Эти данные, наряду с тем, что эскулинские разрывные дислокации лежат в точности на продолжении улутавских, позволяют относить их к одной тектонической зоне. Сходство структур Улутау и Эскулы усугубляется еще и тем обстоятельством, что с восточным сбросом в пределах последней связывается тело интрузивных пород. Этот интрузив отчетливо приурочен к линии разрывной дислокации, вдоль которой он прослеживается на расстоянии до 14 км при ширине, не превышающей 2 км. Интрузия состоит здесь биотитовыми адамеллитами, порфиroidными разности которых сходны с упоминавшимися выше порфиroidными адамеллитами Улутау. При этом им также следует приписать варисский возраст, исходя из того, что они связаны с последевонскими разрывными дислокациями. Биотитовые адамеллиты, связанные с Идыгейской зоной в районе Эскулы, характеризуются, по И. А. Островскому, содержанием меди, которое в 20—30 раз превосходит кларк этого элемента. Западнее описанного грабена, в области крыла Эскулинской структуры проходит еще одна линия разрывной дислокации, вытянутая в северо-западном направлении под углом к грабену и уходящая к марганцовому месторождению Джебды и далее вверх по долине р. Джебды.

Дислокации района Эскулы по направлению к северо-западу быстро затухают, войдя в область развития верхних горизонтов девонских отложений и в более молодые образования, пользующиеся распространением в пределах этой территории. Однако имеются некоторые указания на то, что в этой области, лежащей на продолжении Идыгейской тектонической зоны между с. Идыге и с. Эскулы, проявляются дислокации, обусловленные подвижками, связанными с последней. В самом деле, здесь наблюдается осложнение северной части Джебдинской синклинали. В пределах последней возникает небольшая дополнительная структура (III на карте), располагающаяся кулисообразно — к северо-востоку относительно северного конца Джебдинской складки.

Наблюдались также зоны интенсивной трещиноватости в девонских красноцветных породах на западном склоне вершины сопки Керегетас на продолжении тектонических линий района сопки Эскулы. Трещины эти залечены кварцем, в котором иногда констатируются вросшие в него

кристаллы турмалина. Оба эти явления находятся вероятно в связи с дислокациями Идыгейской зоны, проявившимися в пределах Джездинской синклинали менее отчетливо, чем в пределах прилегающих к ней поднятий, и обусловившими в синклинальной структуре лишь осложнение складчатости и трещиноватость пород.

В южной части района Эскулы разрывные дислокации Идыгейской зоны доходят до отложений каменноугольного возраста, быстро теряют свою интенсивность и почти затухают. Однако в отложениях нижнего карбона в долине Басентин-сая и на прилежащих к ней территориях констатированы кое-где смятия и разрывы слоев осадочных образований.

Из района Басентин-сая полоса тектонических нарушений проходит далее на юго-восток к Женайской антиклинали, в пределах которой подвижки, повидимому общие для всей зоны, проявились в изгибе полосы верхнетурнейских отложений. Этот изгиб, хорошо видный на детальных геологических картах, имеет место в северо-западной части антиклинали, как раз на продолжении дислокации Эскулы и Басентин-сая.

Далее обращают на себя внимание резкий изгиб оси Женайской складки и ряд мелких разрывных дислокаций в области ее юго-восточного крыла, в непосредственной близости от западной оконечности Джезказганского рудного поля. Эти нарушения также лежат на продолжении Идыгейской зоны и, надо думать, находятся в связи с ней. Интересно отметить, что ось Женайской антиклинали при пересечении ее Идыгейской зоной отклоняется к северо-востоку, образуя характерный изгиб.

К югу от широты Джезказганского месторождения палеозойские породы уходят под покров мезо-кайнозойских образований и поэтому дислокации Идыгейской зоны не могут быть далее прослежены.

Приведенный материал позволяет с некоторым основанием протянуть Идыгейскую зону из района гор Улутау через северную часть Джездинской синклинали, район сопки Эскулы и Женайскую антиклиналь до окрестностей Джезказганского месторождения. На различных участках этой зоны, имеющей общее протяжение около 140 км, констатируются явления крупных разломов в наиболее древних породах, изгибы осей складок, мелкие разрывные дислокации и трещиноватость в более молодых — верхнедевонских и нижнекаменноугольных образованиях. С этой зоной связываются молодые интрузии кислых пород, констатированные в районе сопки Идыге и Эскулы.

Поскольку в тектонических структурах зоны принимают участие породы визейского яруса, возраст ее устанавливается как посленижнекарбонный. Однако, если учесть, что оси складчатых структур изгибаются в местах пересечения их дислокациями зоны, то придется считать, что последние произошли после завершения основных тектонических движений района, образовавших складчатые дислокации его и приходящихся на время верхний карбон—пермь. Таким образом косвенные данные требуют повышения возраста дислокации Идыгейской зоны до верхнего карбона или, что более вероятно, до перми. Отсюда следует также, что и интрузивные породы, находящиеся в связи с зоной, относятся к последним этапам варисского интрузивного цикла.

Устанавливая таким образом наличие Идыгейской тектонической зоны, дислокации которой играют заметную роль в структуре западной части Джезказган-Улутавского района, интересно выяснить, не обнаруживается ли связь с ней рудных месторождений, столь широко распространенных в этом районе.

Рассматривая расположение рудных месторождений западной части Джезказган-Улутавского района, легко заметить, что большинство из них тяготеет к территориям, примыкающим к Идыгейской зоне. В самом деле, уже в крайней северо-западной части района на продолжении разрывных дислокаций, связанных с зоной, в бассейне р. Тамды (ур. Сарытау) в поле развития девонских красноцветных образований констатирована группа месторождений медистых песчаников, открытых Л. И. Боровиковым в 1939 г. Несколько южнее в тех же девонских красноцветах был обнаружен ряд мелких месторождений барита, лежащих тотчас к северу от места видимого окончания разрывных дислокаций западного крыла Улутауской брахиантиклинальной структуры.

В районе Улутау ряд месторождений (Сатпаев, 1935) лежит либо непосредственно в зоне выделенного здесь грабена, либо на площадях, примыкающих к нему. В самом деле, месторождения золота Ак-чоку (Сатпаев, 1935), расположенные к северо-западу от с. Идыге, находятся в пределах зоны и приурочены к полосе разлома, простирающейся на северо-запад. Южнее, к юго-западу от сопки Идыге, в том месте, где разрывные дислокации зоны входят в область развития девонских отложений, среди красноцветных пород этого возраста вновь наблюдается ряд месторождений медистых песчаников.

В пределах области, лежащей между районами Улутау и Эскулы, рудные месторождения или какие-либо рудные проявления встречены не были. Указанием на развитие гидротермальных процессов в этой области можно считать лишь кварцевые жилы с турмалином, обнаруженные в зоне трещиноватости на западном склоне вершины сопки Керегатас.

В области самого Эскулинского поднятия и западного крыла его располагается ряд рудных месторождений, пространственно тяготеющих к полосе дислокаций Идыгейской зоны. Сюда относятся, прежде всего, железо-марганцовое месторождение Найзатас, железорудные месторождения Акадыр и мелкие точки с проявлением оруденения типа медистых песчаников в красноцветных девонских образованиях. В связь с дислокациями зоны можно поставить также рудные жилы района Шайтантас, отстоящие в нескольких километрах к востоку от них.

К югу от Эскулинского поднятия находятся два небольших месторождения медистых песчаников — Басентин-сай и Адельбек-сай (Сатпаев, 1935).¹ Здесь же, несколько выше по долине лога Адельбек-сая имеет место ожелезнение известняков визейского яруса, которые в отдельных разностях переходят в бедную железную руду. Несколько южнее в долине Басентин-сая находятся нагромождения глыб молочно-белого кварца, а также россыпи щебенки его, прослеживающиеся по поверхности на значительном протяжении. Наличие жильного кварца среди осадочных пород этой части района мы ставим в связь с гидротермальными процессами, имевшими здесь место и приуроченными пространственно к Идыгейской зоне. Следует также отметить, что на левом берегу Адельбек-сая, в 5 км от его устья была обнаружена щебенка кальцита с халькопиритом, что может быть истолковано как лишнее указание на развитие гидротермальных процессов, некогда имевших здесь место.

Далее к юго-востоку в пределах Женайской антиклинали, в месте пересечения ее Идыгейской зоной, рудные месторождения неизвестны.

¹ См. также работы, проведенные в 1936—1937 гг. В. Н. Крестовниковым и Д. Г. Сапожниковым (ЦККЭ).

Приведенный материал достаточно отчетливо показывает, что к Идыгейской зоне приурочен ряд рудных месторождений, кроме того, в полосу ее попадают месторождения барита, а также кварцевые жилы с турмалином и скопления жильного кварца на поверхности. Все это взятое в совокупности позволяет считать, что разрывные дислокации Идыгейской зоны на разных участках сопровождались внедрением магмы и гидротермальными процессами, которые в ряде случаев дали скопления руд. К числу месторождений гидротермального генезиса следует отнести железно-марганцовое месторождение Найзатас, а также золоторудные месторождения Ак-чоку и некоторые другие. Связь медистых песчаников с Идыгейской зоной также не подлежит сомнению. В самом деле, в северо-западной части ее констатируются месторождения этих руд, обнаруженные в бассейне р. Тамды. В средней части близ сопки Идыге расположена вторая группа месторождений. И, наконец, на юге к Идыгейской зоне тяготеют медистые песчаники месторождений Адельбек-сай и Басентин-сай.

Интересно отметить, что медное оруденение проявляется в пределах зоны не повсеместно, а как бы «вспыхивает» лишь в отдельных пунктах, где сразу возникает целая группа месторождений. Примерами подобных «вспышек» могут служить группы месторождений Тамды и Идыге. Возможно, что такую «вспышку» близ крайней юго-восточной части зоны представляет и Джезказганская группа месторождений. Правда, нужно иметь в виду, что Джезказганские месторождения расположены несколько в стороне от зоны и можно только высказать предположение о наличии связи их с последней.

Наблюдающаяся в ряде мест приуроченность месторождений медистых песчаников к Идыгейской зоне не может быть истолкована как определенное указание на гидротермальный генезис всех их. Только часть этих месторождений возникла в результате гидротермального процесса под влиянием горячих растворов, связанных с интрузивными телами, типа биотитовых адалеллитов Эскулы. При этом восходящие металлоносные растворы обогащали медью красноцветные образования осадочных серий. Таким путем могли образоваться некоторые месторождения в районе сопки Идыге или р. Тамды. Однако среди месторождений медистых песчаников имеются несомненно и такие, где концентрация меди произошла в процессе осадкообразования. Пространственная приуроченность этих месторождений к тектонической зоне не может служить указанием на гидротермальный генезис их, так как медистые песчаники заведомо осадочного происхождения, например приуральские, часто тяготеют к областям развития тектонических нарушений и к отдельным мелким структурным единицам.

Весь приведенный выше материал позволяет думать, что дислокации Идыгейской зоны не только играют существенную роль в структуре района, но приобретают большое значение в связи с приуроченностью к ним наиболее молодых проявлений интрузивной деятельности и большинства рудных месторождений западной части Джезказган-Улутавского района.

ЛИТЕРАТУРА

С а т п а е в К. И. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского медно-рудного района. Тр. Казахст. базы Акад. Наук, 1935, вып. 7.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

С. Е. Колотухина. Стратиграфия, фации и тектоника девона и нижнего карбона Сары-су — Моинтинского междуречья (Центральный Казахстан)	1
I. Введение	1
II. Основные черты геологического строения	3
III. Описание главных разрезов	6
1. Район р. Кайракты	6
2. Район Успенского рудника и западных отрогов гор Джексы-Тагалы	10
3. Район гор Ортау	14
4. Талды-эспинский район	19
5. Беркутинский район	21
6. Киикский район	25
IV. Обоснование возраста отдельных стратиграфических комплексов	31
V. Тектонические структуры и их роль в распределении фаций	45
VI. Анализ фаций девона и нижнего карбона в связи с тектоническими движениями (история развития)	56
Заключение	66
Литература	67
Н. А. Штрейс и С. Е. Колотухина. Геологическое строение гор Ортау и Кос-мурун (Жана-Аркинского района Карагандинской области)	69
I. Введение	69
II. История геологических исследований	70
III. Стратиграфия	74
1. Отложения докембрия и нижнего палеозоя	75
2. Отложения среднего палеозоя	95
3. Четвертичные отложения	111
4. Интрузивные породы	111
IV. Тектоника	114
Литература	123
Д. Г. Сапожников. Идыгейская тектоническая зона в Джезказган-Улутавском районе	125

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства В. П. Долгополов. Технический редактор В. Н. Диков.

Корректоры: Н. Н. Морозов и Т. Б. Кудрявцева

РИСО АН СССР № 2628. А—05303. Издат. № 1643. Тип. заказ № 487. Формат бум. 70×108^{1/16}. Печ. л. 8^{3/4} + 3 вклейки. Уч.-издат. 13. Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР, Москва, Шубинский пер., д. 10

Цена 11 руб.
Новая цена
8 руб. 20 коп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Геологическая серия

Вып. 42. (№ 12). 1940. Стр. 42. Ц. 3 р.

А. И. Кравцов и М. М. Элинсон. К вопросу о влиянии подземных вод на газоносность угольных месторождений в Донецком бассейне. С. Е. Колотухина. О вулканогенной фации нижнего карбона в Центральном Казахстане. Б. М. Келлер. Верхнемеловой флиш на Западном Кавказе. К. В. Никифорова. Очерк континентальной истории восточного склона Южного Урала в районе верховьев рр. Тобола и Суундуна. Г. С. Конникова. К вопросу о пластических деформациях глин при усадке (в порядке постановки вопроса).

Вып. 47. (№ 14). 1941. Стр. 60. Ц. 4 р. 50 к.

П. Н. Кропоткин. Значение тектонических процессов для образования кислых магм.

Вып. 48. (№ 15). 1947. Стр. 128. Ц. 11 р.

Е. М. Келлер. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа.

Вып. 52. (№ 16). 1941. Стр. 98. Ц. 7 р. 50 к.

А. Н. Чураков. Протерозой северо-западной части Восточного Саяна.

Вып. 60. (№ 18). 1941. Стр. 34. Ц. 2 р. 50 к.

П. И. Луни. О генетической связи соляных и нефтеносных погребенных структур Приуралья.

Вып. 63. (№ 20). 1941. Стр. 90. Ц. 7 р. 60 к.

З. М. Старостина, Б. Н. Красильников, Н. Г. Сергиев, И. Ф. Трусова. Геологическое строение северо-восточной окраины гор Еремантау и прилегающей части долины р. Уленты.

Вып. 73. (№ 22). 1947. Стр. 268. Ц. 24 р.

Н. М. Страхов. Железородные фации и их аналоги в истории Земли (опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования).

Вып. 76. (№ 23). 1944. Стр. 116. Ц. 7 р.

В. В. Белоусов. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.

Вып. 85. (№ 24). 1947. Стр. 64. Ц. 7 р.

В. П. Маслов. Геология верховьев рек Лены и Киренги.

Вып. 87. (№ 25). 1947. Стр. 83. Ц. 8 р.

В. И. Данчев. Опыт литологического изучения нижней части отложений татарского яруса Казанского Поволжья.

Вып. 88. (№ 26). 1947. Стр. 70. Ц. 6 р.

Е. В. Шанцер. О древнечетвертичных (миндельских) ледниковых отложениях в г. Москве. А. И. Москвитин. Молого-Шекснинское межледниковое озеро. И. М. Покровская. О стратиграфическом положении глин с маклинтокиями с р. Лозьвы на Северном Урале. Е. Н. Щукина. О возрасте отложений высоких террас течения р. Чусовой. Л. Д. Шорыгина. Основные этапы формирования рельефа Московской области. Н. В. Кинд. Стратиграфия рыхлых отложений восточного склона Урала (Исовский район).