

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 72

М. С. МАРКОВ

ТЕКТОНИКА
ЮЖНОЙ ЧАСТИ
КАРСАКПАЙСКОГО
СИНКЛИНОРИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

Выпуск 72

М. С. МАРКОВ

ТЕКТОНИКА
ЮЖНОЙ ЧАСТИ
КАРСАКПАЙСКОГО
СИНКЛИНОРИЯ

ные мелкие дислокации, неконформные и не подобные крупным структурам; образование их обусловлено развитием явлений пластичности в метаморфических толщах.

Анализ тектонического строения Карсакпайского синклиналя позволил подойти к вопросу связей явлений магматизма с тектоникой и в частности показать, что широкое развитие вулканических процессов связано с возникновением и развитием зон крупных разломов.

Все работы проводились на основе сплошного геологического картирования с применением аэрофотоснимков более детальных масштабов.

При написании данной работы я использовал ценные советы и критические замечания А. Л. Книппера, А. С. Новиковой, Т. Г. Павловой, Е. В. Павловского, Л. И. Филатовой и Н. П. Хераскова, за что выражаю им большую признательность.

Глубоко благодарен я своим научным руководителям — Н. С. Шатскому и Н. А. Штрейсу, чьи советы и научные консультации способствовали выполнению этой работы.

ОЧЕРК ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ УЛУТАВСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Геологические исследования, проводившиеся в пределах Улутавской зоны, весьма разнообразны по своей тематике. Здесь разобраны лишь те работы, в которых рассматриваются вопросы стратиграфии, тектоники и петрографии докембрийских отложений этого района. Количество таких работ относительно невелико, причем многие из них не посвящены специально изучению докембрийских толщ, а касаются их лишь частично в связи с общим геологическим строением этого региона. В наиболее ранних работах мы даже не находим указаний о развитии здесь докембрийских отложений, так как в эти годы метаморфические породы в Центральном Казахстане относили к палеозойской системе.

Ниже мы постараемся в кратких чертах осветить наиболее важные из проведенных в этой части Казахстана геологических исследований. Кроме того, будут разобраны некоторые общие работы, касающиеся тектоники Улутавской складчатой зоны.

Первые отрывочные сведения о распространении в пределах Улутау различных горных пород, а чаще — отдельных полезных ископаемых появились очень давно. В «Книге Большого Чертежа» при описании Улутавских гор говорится о наличии в них олова. Вероятно, имеется в виду Кургасынское свинцовое месторождение, известное с давних пор местному населению (Макшеев, 1878). В дальнейшем отдельные упоминания о породах, развитых в районе Улутау, имеются в работах Рычкова, Георги, Палласа, Севергина, Гумбольдта, Мейера, Шмидта и других естествоиспытателей. Наиболее детально этот период изучения западной части Центрального Казахстана рассмотрен В. А. Обручевым в его работе «История геологического исследования Сибири».

В 1910 г. геолог С. Болла, работавший в Джезгазгане по поручению Акционерного общества Атбасарских медных рудников, в своем рукописном отчете отметил развитие в районе пос. Карсакпай метаморфических пород, содержащих железистые кварциты (Сатпаев, 1935).

В 1911 г. появляется работа А. А. Козырева, в которой приводятся данные о геологическом строении и полезных ископаемых южной части Акмолинской обл. На приложенной геологической карте выделены отложения девонской, каменноугольной, третичной и четвертичной систем. Метаморфические породы, развитые в пределах Улутавской зоны, автор относит к девонской системе, вероятно, основываясь на взглядах А. К. Мейстера, рассматривавшего аналогичные породы в более северных районах как образования девонской системы (Козырев, 1911).

В 1917—1919 гг. появляются сводки А. А. Краснопольского по отдельным рудным точкам и месторождениям «Киргизских степей». В работе, в которой описываются серебро-свинцовые руды, автор отмечает широкое

развитие в Улутау метаморфических горных пород, относя их, как и Козырев, к отложениям девонской системы (Краснопольский, 1917). Открытие в Улутау палеонтологически охарактеризованных отложений девона заставило А. А. Краснопольского (1918) пересмотреть возраст метаморфических толщ, объединенных им в одну свиту «кристаллических сланцев», и отнести эти толщи к нижнему палеозою.

Таким образом, до 20-х годов район Улутау в геологическом отношении практически был совершенно не изучен. Перечисленные выше работы содержат лишь отрывочные не систематизированные факты.

Послереволюционные исследования, начавшиеся с 1923 г. и связанные прежде всего с именем И. С. Яговкина, носят совершенно иной характер. Это систематические работы, неразрывно связанные с составлением геологических карт, на основе которых делаются первые, по-существу, выводы о стратиграфии и тектонике этой обширной территории. Первые схемы стратиграфии и тектоники докембрия безусловно имели большое значение для дальнейшего изучения этой территории. Как общие схемы они верны и в настоящее время. Однако современная степень изученности данной территории требует разработки детальной стратиграфии и дальнейшего изучения тектоники докембрия.

С 1925 по 1935 г. И. С. Яговкин публикует несколько работ, касающихся геологии и полезных ископаемых отдельных районов Улутавской складчатой системы (1925^{1, 2}; 1927^{1, 2, 3}; 1935). Наиболее детально и полно вопросы стратиграфии и тектоники докембрия изложены им в работе «Джезказганский район (предварительный отчет о геологических исследованиях 1925 и 1926 гг.)», где он впервые дает схему стратиграфии метаморфических пород и приходит к выводу об их докембрийском возрасте.

В орографическом очерке, предшествующем геологической части, И. С. Яговкин, впервые для этого района, описывает отдельные площади распространения докембрия и объединяет их в единую Улутавскую зону выходов на дневную поверхность древних толщ. На севере эта зона начинается районом Арганатинских гор, далее на юг, после перерыва, докембрийские породы появляются к северу и востоку от гор Улутау, прослеживаясь отсюда почти непрерывной полосой к пос. Карсакпай и на 25 км к югу от него. Отдельные обособленные выходы докембрия известны также в районе гор Эскулы, где они обнажаются в центральной части поднятия типа горста.

Стратиграфический разрез комплекса метаморфических пород представляется И. С. Яговкину в следующем виде:

1. В основании разреза залегает толща гнейсов, представленная серыми биотитово-олигоклазовыми гнейсами и розовыми и красными мусковитово-альбитовыми гнейсами, среди которых спорадически встречаются слюдяные сланцы и кварциты. Структуры этих пород главным образом гранобластовые и порфиробластовые; в местах контактов с древними кислыми интрузиями наблюдается постепенный переход в альбит-ортоклазовые гранито-гнейсы.

2. Гнейсы покрываются довольно пестрой по своему петрографическому составу толщей сланцев, подразделяющихся на три горизонта. Нижний горизонт сложен порфироидами и кварцево-серицитовыми сланцами, имеющими мощность порядка 500 м. Средний горизонт представлен слюдяными сланцами, мощностью до 1000 м, а верхний — роговообманковыми, пироксеново-роговообманковыми, кварцево-хлоритовыми и графитовыми сланцами, мощность которых колеблется от 400 до 600 м.

3. Лежащая выше толща докембрия сложена преимущественно кварцитами, заключающими линзы известняков и прослой сланцев. Среди кварцитов выделяются: а) серицитовые кварциты, часто рассланцованные и ожелезненные; б) биотитовые, неравномернозернистые кварциты с параллельной текстурой и в) железистые кварциты. Общая мощность пород кварцитовой толщи достигает 800 м.

4. Самая верхняя толща докембрия сложена роговообманковыми и филлитовидными сланцами.

Выше докембрийских образований залегают метаморфизованные породы эскулинской свиты, совершенно условно отнесенные автором к средне-

му девону. Достаточно полно и интересно описаны И. С. Яговкиным интрузивные породы в пределах Джезказганского района и особенно интересны описания комплекса основных и ультраосновных интрузий гор Эскулы и Ичке-Ульмес.

Исследования И. С. Яговкина имели большое значение для познания тектоники Улутавской зоны. Он указал на существование углового несогласия между породами докембрия и нижнего палеозоя, установил несколько крупных разломов как меридионального так и широтного простирания, описал сложные складчатые дислокации древних метаморфических толщ и отметил столь характерную черту тектоники Улутау, как резко выраженное меридиональное простирание крупных структур в древних толщах.

Постепенное накопление фактов позволило в дальнейшем И. С. Яговкину и К. И. Сатпаеву ближе подойти к выяснению вопросов тектоники докембрийских отложений Улутау и выделить здесь ряд крупных структурных элементов.

Уже первые систематические исследования и мелкомасштабная геологическая съемка в этой части Центрального Казахстана поставили вопрос об использовании природных богатств этого края, в первую очередь — об освоении богатых месторождений медистых песчаников Джезказгана, а также о более широком комплексном использовании и других минеральных ресурсов этого края (Сатпаев, 1928, 1932; Русаков, 1930, 1932 и др.).

Помимо отдельных статей в 1933 г. был выпущен сборник, посвященный вопросам геологического строения рудных месторождений Джезказган-Улутавского района (Никитин и Папаев, 1933), с геологической картой масштаба 1 : 1 000 000. Особый упор в разделе тектоники авторы делают на выявление крупных зон разрывных нарушений, идущих в меридиональном направлении, к которым приурочены основные рудные точки района. Некоторые из выявленных нарушений подтвердились при дальнейших работах. В частности, авторам удалось в достаточной мере правильно наметить серию разрывов вдоль восточного контакта докембрийских и палеозойских отложений на широте г. Карсакпая. В качестве предисловия к этой работе помещена статья М. П. Русакова, в которой кратко сформулированы геологические данные по интересующему нас району.

В 1934 г. был опубликован отчет о работе гидрогеологической партии Н. К. Зайцева (1934). К работе приложена геологическая карта. Необходимо отметить целый ряд новых геологических наблюдений, полученных в результате этих работ. К наиболее важным из них можно отнести выявление широкого развития интрузивных пород к западу от Карсакпая, на меридиане сопки Майтубе. Кроме того, автор впервые делает попытку выяснить более частные структуры докембрийских отложений в районе Карсакпая. В частности, на приведенном геологическом профиле он отмечает западные падения докембрийских пород к востоку от Карсакпая.

Произведенные ранее систематические исследования и геологическая съемка были обобщены в 1935 г. в докладах, опубликованных в сборнике «Большой Джезказган» (Сатпаев, 1935). Геологическому строению Джезказган-Улутавского района был посвящен доклад И. С. Яговкина (1935). Эта работа не содержит принципиальных изменений по сравнению с ранее приведенными автором разрезами докембрийских отложений. Единственное отличие заключается в том, что самая верхняя толща, состоящая из роговообманковых и филлитовидных сланцев, не выделяется в качестве самостоятельной свиты. Кроме доклада И. С. Яговкина, посвященного стратиграфии и тектонике, были детально освещены вопросы металлогении этой территории в докладах К. И. Сатпаева и М. П. Русакова. Значение этого сборника очень велико, поскольку в нем сведен весь накопившийся к этому времени фактический материал и указаны дальнейшие направления геологоразведочных работ для этой части Центрального Казахстана.

Интересно отметить, что крайние южные выходы джеспилитов отмечаются в районе р. Дюсембай.

Данные относительно геологии Улутау, полученные И. С. Яговкиным, К. И. Сатпаевым и другими геологами, вошли в дальнейшем в ряд сводных работ Н. Г. Кассина по стратиграфии, тектоники и металлогении Центрального Казахстана (1934, 1937₁, 1937₂, 1938). В одной из этих работ Кассин приводит стратиграфический разрез докембрийских отложений Улутау, принципиально не отличающийся от схемы расчленения этих образований, предложенной Яговкиным.

Работа Кассина в основном посвящена выяснению палеозойских структур Улутавской зоны, в то время как вопросы структуры докембрийских отложений остаются неразработанными ввиду отсутствия необходимых наблюдений. В более поздних работах Н. Г. Кассина (1947, 1951) говорится о линейном типе складчатости в докембрийских отложениях Улутавской зоны и о простирании крупных структур докембрия в меридиональном направлении. В эти годы продолжают работы, в которых рассматривается вопрос о возможности использования железистых кварцитов Карсакпая. Район распространения этих толщ в окрестностях пос. Карсакпай был обследован геологопоисковой партией ЦНИГРИ под руководством Б. С. Дубровой (1936).

Вполне естественно, что детальное изучение докембрийских отложений Улутау требовало проведения специальных петрографических исследований для выявления петрографических особенностей. Такие работы были проведены В. С. Соболевым (1938), сделавшим в 1935 г. два маршрутных пересечения докембрия Улутау. Благодаря этим исследованиям удалось выявить детали петрографического строения отдельных докембрийских толщ, уточнить вопросы их метаморфизма, а также обнаружить разнообразные интрузивные породы, развитые на площадях распространения докембрия. При этих работах получены следующие наиболее существенные результаты: 1) выяснена существенная разница в степени метаморфизма докембрийских отложений района Кургасына и Карсакпая, на основании чего высказывается предположение об их разновозрастности; 2) установлена крупная синклинальная структура в докембрийских отложениях Карсакпайского района, осевая часть которой располагается на меридиане пос. Карсакпай; 3) изучен состав интрузивных пород, развитых в пределах Улутавской зоны, и они разделены по возрастным группам, в частности, выделены древние протерозойские гранитоиды в пределах Карсакпайского района.

Одновременно сотрудник партии Е. А. Бутакова (1937) обнаружила массив щелочных пород (сиенитов и нефелиновых сиенитов), развитых к востоку от сопки Кюйгенжол, и составила детальную геологическую карту массива. Указанные выше интрузивные породы Е. А. Бутакова относила к группе молодых, палеозойских интрузий, так как в них не удалось обнаружить явлений катаклаза.

В 1938 г. вновь появляется небольшая статья К. И. Сатпаева, в которой рассматриваются вопросы распространения, петрографии, минералогии и химического состава железистых кварцитов Улутау. Здесь же высказывается мысль о возможности их использования в качестве сырьевой базы черной металлургии Казахстана.

В конце 30-х годов, начиная с 1936 г., в Центральном Казахстане проводят работы Центрально-Казахстанская комплексная экспедиция АН СССР. Наряду с другими районами Центрального Казахстана геологическими исследованиями была охвачена и Улутавская зона. В течение ряда лет проведено несколько маршрутных пересечений как к северу, так и к югу от Карсакпая. В результате этих работ детально описаны нижние толщи докембрия и интрузивные породы, развитые в пределах Эскулинского и Улутавского поднятий (Крестовников, Сапожников, Островский,

1938). К сожалению, в этой работе не делается попыток выяснить стратиграфию метаморфических толщ, развитых в районе гор Улутау. Было установлено, что метаморфические толщи докембрия не заканчиваются в районе широтного отрезка р. Дюсембай, как это предполагалось ранее, а продолжают в бассейн р. Белеуты, где также имеются выходы нескольких горизонтов железистых кварцитов (Крестовников, 1939).

Большое значение для познания тектоники Центрального Казахстана, и в частности для Улутавской зоны, имела работа Н. С. Шатского (1938), доказавшего отсутствие в Казахстане пересечений каледонской и герцинской складчатости. Н. С. Шатский рассмотрел также тектонические соотношения Улутавской зоны с Тургайским проливом и Чуйско-Сарысуйской и Дзезгазганской впадинами. Он высказал предположение, что Улутавская зона под мезокайнозойским покровом Тургайского пролива соединяется с Мугоджарами, имея в своем геологическом развитии особенности, характерные и для развития Урала. Благодаря этой работе была выяснена преемственность герцинского этапа развития от более древних и объяснена тектоническая природа наложенных мульд, выполненных отложениями среднего и верхнего палеозоя.

В то же время К. И. Сатпаевым (Бубличенко, Шлыгин и др., 1945) в южной части Улутавской зоны обнаружены породы, чрезвычайно похожие на кембрийские отложения хр. Каратау. Полученные данные позволили авторам с большей уверенностью считать возраст метаморфических толщ докембрийским. Одновременно с этим Сатпаев собрал материалы по тектонике докембрийских отложений Улутавской зоны. Он показал, что простирающиеся в меридиональном направлении сложноскладчатые породы докембрия подразделяются на Майтубинский антиклинорий, расположенный на западе, и Кунтуганский антиклинорий, расположенный на востоке, а между ними находится Карсакпайский синклинорий. Выделенные Сатпаевым структуры докембрийских отложений хорошо подтверждаются всеми дальнейшими исследованиями.

Существенное значение для выяснения геологии Улутавской зоны имели геологические съемки отдельных ее частей, проводившиеся в различные годы А. В. Волиным, А. Е. Репкиной и тематические исследования железистых кварцитов И. А. Дюгаевым, Н. Д. Михайловой, П. М. Каниболоцким, С. Г. Анкиновичем, М. Р. Узбековой и др.

В 1949 г. некоторые из данных были обобщены в объяснительной записке к геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 листа L-42 (Александрова, Борсук, Волин, Зубковская, Яковлев, 1949).

В 1948 г. появилась статья Ю. Ир. Половинкиной (1948₂), проводившей исследования железорудной толщи в районе Карсакпая и разделившей ее на два горизонта сланцев и два горизонта железистых кварцитов.

В работе 1952 г. Половинкина подробно описала основные и ультраосновные породы Карсакпая, а также рассмотрела генезис железистых кварцитов в зависимости от вулканических излияний основного состава. Автор приводит многочисленные химические анализы основных эффузивов этого района.

В последние годы докембрийские образования Кокчетавского массива и северной части Улутавской зоны поднятий изучала И. Ф. Трусова (1954). Для докембрийских отложений этих районов она разработала следующую стратиграфическую схему:

1. В основании разреза залегают породы нижней серии (Рсм^а), представленные гнейсами, амфиболитами, гнейсовыми и слюдястыми сланцами с горизонтами и линзами мраморов. В составе этой серии выделяются три свиты (нижняя, средняя и верхняя), отличающиеся одна от другой составом слагающих их пород.

2. Выше по разрезу залегают породы средней серии (Рсм^б), лежащие несогласно на подстилающих их отложениях. В составе ее выделяются

две свиты — слюдяно-кварцитовых сланцев и кварцитов. Мощность средней серии около 1500—2000 м.

3. Выше резко несогласно залегают породы верхней серии (R_{cm}^c). В ее составе выделяются три свиты.

Нижняя свита представлена хлоритовыми, хлоритово-серицитовыми, серицитовыми графитово-кварцитовыми, железисто-кварцитовыми и серицитово-кварцитовыми сланцами с подчиненными пачками в нижней части зеленых сланцев, порфиритоидов и мраморов, в верхней части — порфириоидов. Мощность свиты 1500—1600 м.

Средняя свита состоит из кварцитов, кварцитовых сланцев, окварцованных мраморов, пещеристых кварцитов, микрокварцитов, кварцитовидных песчаников и конгломератовидных кварцитов. Мощность ее 1000—1200 м.

Верхняя свита залегает с перерывом и несогласно на подстилающих породах и представлена порфириоидами, порфириоидами, хлоритовыми и серицитовыми сланцами с туфоконгломератами в основании. Мощность верхней свиты 400—600 м.

4. Разрез древних толщ заканчивается породами уртынджальской серии, состоящей из разнообразных эффузивов, их туфов, яшм и яшмо-кварцитов. Мощность ее около 4500—5000 м.

Возраст двух нижних серий И. Ф. Трусова считает архейским. Верхняя серия относится к протерозойской группе, причем нижняя и средняя свиты Трусова включает в состав нижнего протерозоя, а верхнюю свиту — в состав верхнего протерозоя. Возраст уртынджальской серии условно считается кембрийским. В более поздней работе И. Ф. Трусова (1960) в составе протерозоя выделяет две серии — R_{cm}^c и R_{cm}^d , каждая из которых подразделяется на две свиты. В состав самой верхней серии (R_{cm}^d) включаются серицитовые, хлоритово-серицитовые сланцы, порфиритоиды, порфириоиды, зернистые кварциты, кварцитовидные сланцы и конгломератовидные сланцы. Мощность ее 1500—2000 м.

Разрез докембрийских отложений Кокчетавского массива и северных частей Улутавской зоны поднятий, составленный Трусовой, в общих чертах схож с принимаемой автором стратиграфией метаморфических толщ более южных частей Улутавской зоны поднятий. Однако детальное сопоставление их всех еще не может быть произведено, так как в разрезе, описанном И. Ф. Трусовой, эти толщи объединены в достаточно крупные комплексы.

С 1950 г. докембрий южной части Улутавской зоны изучает группа сотрудников Геологического института АН СССР под руководством Н. А. Штрейса. В результате этих работ была выработана детальная стратиграфия докембрийских отложений, впервые достаточно полно изложенная в 1953 г. (Штрейс, Марков, 1953). В последующие годы эта схема подвергалась некоторым дополнениям и изменениям (Штрейс, 1960; Марков, 1959), о которых будет сказано в последующих разделах нашей работы.

В 1955 г. Т. А. Сатпаевой и М. А. Яренской, а в 1956 г. Ю. Ир. Половинкиной и Б. Б. Розиной была описана минералогия руд Карсакпайского месторождения железистых кварцитов, причем наиболее полно рассматриваются типы руд Карсакпайского месторождения.

С 1953 г. в северной части Улутавской зоны ведут работы сотрудники Казахской экспедиции МГУ (Филатова, 1956, 1960). В результате проведенных ими исследований выработана следующая схема стратиграфии докембрийских отложений:

1. В основании разреза докембрийских отложений залегают породы бектурганской серии, представленной альбитовыми сланцами и амфиболитами. Видимая мощность этих пород около 1500 м.

2. Выше по разрезу несогласно залегают породы аралбайской серии, представленной бластопорфиоровыми, бластокластическими и микрозернистыми слюдяно-кварцево-плагноклазовыми сланцами, мраморами, хлори-

тово-амфиболовыми сланцами. Мощность аралбайской серии около 3000—4000 м.

Породы упомянутых выше двух серий местами сильно мигматизированы, вплоть до образования плагиогранито-гнейсов.

3. Несогласно на породах аралбайской серии залегают зеленые сланцы, порфиритоиды, серицитово-хлоритово-плагиоклазовые и серицитово-кварцитовые сланцы, мраморы и железистые кварциты, объединяемые в карсакпайскую серию. Мощность этих пород около 3000 м.

Возраст трех упомянутых выше серий считался архейским.

4. Резко несогласно на архейских образованиях залегают породы серии метаморфизованных карбонатно-терригенных образований, подразделяющиеся на:

а) канттюбинскую свиту, сложенную метаморфизованными конгломератами, blastopсаммитовыми слюдяно-кварцевыми сланцами, кварцитами, мраморами, графитово-кварцитовыми сланцами и порфириоидами. Мощность канттюбинской свиты 3000—3500 м;

б) выше несогласно залегают породы унгулинской свиты, представленной мраморами, микрокварцитами, брекчиевидными кварцитами и порфириоидами, мощностью около 1500—1700 м.

Возраст этой серии считается нижнепротерозойским.

5. С резким несогласием на породах нижнего протерозоя залегают породы серии вулканогенно-терригенных образований, подразделяющихся на три свиты (снизу вверх):

а) жаксыкаиндинскую, сложенную порфиритами и их туфами мощностью около 200 м;

б) актасскую, состоящую из кварцевых порфиров, их туфов и микрокварцитовых сланцев. Мощность этих пород около 3500 м;

в) лакбайскую, представленную конгломератами, песчаниками, кварцевыми порфиритами, микрокварцитовыми сланцами и порфиритами, общей мощностью около 3000 м.

Возраст этих образований считается верхнепротерозойским.

Большое значение для дальнейшего изучения древних толщ района, как и вообще Центрального Казахстана, имело совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана в 1958 г. в г. Алма-Ата. На совещании были подведены итоги по изучению древних толщ Восточного Казахстана и вскрыты несогласия, возникающие между отдельными исследователями по трактовке стратиграфического расчленения докембрийских отложений смежных регионов. Работы, проведенные после совещания, уже сейчас наметили сближение точек зрения некоторых исследователей. В частности, последние работы в северной части Улутавской зоны (Вишневская, Трусова, Филатова, 1959) показали, что при пересмотре прежних схем удастся дать несколько иную последовательность напластования докембрийских толщ этого региона.

В основании разреза докембрийских отложений выделяется майтюбинская серия, подразделяющаяся на четыре свиты (снизу вверх):

1. Ишанскую, сложенную серицитово-кварцевыми, хлоритовыми и кварцево-хлоритово-слюдяными сланцами. Мощность свиты 1000—1200 м.

2. Дюсембайскую, представленную порфириоидами и серицитово-кварцевыми сланцами. Мощность ее 1500—2000 м.

3. Канттюбинскую, состоящую из конгломератовидных и blastopсаммитовых кварцево-серицитовых сланцев, кварцитов и графитовых кварцитов, общей мощностью 1500—1700 м.

4. Куамбайскую, представленную конгломератами, кварцево-хлоритовыми, серицитово-кварцевыми сланцами и порфириоидами. Мощность свиты около 200—250 м.

Выше по разрезу залегают отложения карсакпайской серии, начинающейся породами баздакской свиты, сложенной серицитово-кварцевыми,

серицитовыми и мусковитовыми сланцами, порфириоидами, порфиритоидами и зелеными сланцами. Мощность свиты 1000 м.

Вверх по разрезу она сменяется породами бурмашинской свиты, состоящей из порфиритоидов, зеленых сланцев, филлитов, порфириоидов, кварцево-серицитовых сланцев и кварцитов. Мощность свиты 2000—2500 м.

Разрез серии заканчивается брекчиевидными и конгломератовидными кварцитами унгулинский свиты, мощностью 150—200 м.

Самая верхняя часть разреза докембрия сложена различными вулканогенными образованиями коксуйской серии, подразделяющейся на две свиты.

Рассмотренная выше схема хорошо сопоставляется с нашими данными по стратиграфии докембрия южной части Улутавской зоны. Неясным остается лишь вопрос о стратиграфическом объеме ишанской и куамбайской свит. Первая, очевидно, включает несколько разновозрастные по составу породы, а вторая является аналогом верхних частей тумурзинской свиты.

Наконец, большое значение для изучения докембрийских отложений как Улутавской зоны, так и других районов Центрального Казахстана имели исследования геологов, разбиравших вопрос о верхней границе докембрия (Пейве, 1948; Боровиков, 1953, 1955; Борукаев, 1955, 1960; Богданов, Мазарович, Михайлов, Четверикова, 1955 и др.).

Подводя итог истории геологических исследований докембрия Улутавской зоны, мы видим, что все схемы стратиграфии докембрия могут быть разделены на три большие группы. К первой следует отнести ранние схемы (И. С. Яговкин, К. И. Сатпаев, Н. Г. Кассин и др.), в которых докембрийские отложения подразделялись на крупные комплексы. Выяснение стратиграфической последовательности в отложениях докембрия в виде наиболее крупных частей разреза позволило выявить большие структуры, такие, как антиклинории и синклинории.

Вполне естественно, что дальнейшее изучение должно идти по пути детализации стратиграфии, только после чего можно было уточнить представление о тектоническом строении докембрия Улутавской зоны и выяснить историю развития отдельных крупных структур.

Такое изучение, по-существу, началось с проведения первых крупномасштабных съемок. Тем не менее, длительное время не представлялось возможным обобщить накопившиеся данные, поскольку съемки велись разными авторами в пределах очень небольших площадей и разработанные ими стратиграфические схемы не совпадали. Это обстоятельство не позволило также составить сводную карту для Улутавской зоны.

В последнее время, благодаря работам многих исследователей, изучение докембрия существенно продвинулось вперед. Разное понимание стратиграфической последовательности некоторых свит вполне понятно, поскольку изучение стратиграфии докембрийских отложений, не содержащих фауны и достаточно сложно дислоцированных, в целом ряде случаев представляет возможность разного толкования взаимоотношений отдельных серий, свит и пачек. Тем не менее в настоящий момент ясны объемы отдельных стратиграфических единиц, что дает возможность с большей детальностью выявить основные черты тектонического строения этого региона.

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРСАКПАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Отложения докембрия южной части Улутавской зоны представлены весьма разнообразными как осадочными, так и вулканическими горными породами, прорванными многочисленными и различными по составу телами интрузий. Все без исключения докембрийские образования достаточно глубоко метаморфизованы. Несмотря на это, благодаря присутствию в них характерных комплексов пород, удастся произвести расчленение их на отдельные свиты.

Вполне естественно, что отсутствие органических остатков и невозможность применения биостратиграфического метода заставляют при разработке стратиграфии этих отложений широко пользоваться комплексом других методов и в первую очередь литолого-петрографическим методом. Однако при ортодоксальном применении этого метода составление геологической карты, а значит и выявление последовательности напластования легко могут быть сведены к составлению петрографической карты, на которой будут выделены образования, сходные по своему составу, но не по возрасту. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при работе с немymi толщами, ибо, как мы увидим в дальнейшем, они часто характеризуются очень пестрым петрографическим составом, свидетельствующим о сложном фациальном строении их.

В связи с этим, принимая петрографический метод в качестве основного для подразделения немых толщ, мы считаем необходимым дополнить его комплексом других методов:

1. Установление структурных взаимоотношений выделяемых серий и свит. Особенно существенное значение при этом приобретает обнаружение трансгрессивных и несогласных залеганий. Обычно для установления несогласного залегания требуется весьма внимательное изучение зоны контакта свит, так как именно здесь можно обнаружить азимутальные несогласия. Весьма существенным является при таких исследованиях тщательное дешифрирование аэрофотоснимков таких зон. Угловые несогласия в сложносмятых и крутопадающих породах, какими являются докембрийские образования изученного района, выявляются значительно труднее. В пределах изученного района азимутальное несогласие четко наблюдается между тумурзинской и подстилающими свитами, между бурмашинской и кергатаасской свитами и между карсакпайской и лежащими ниже свитами.

2. Наличие в разрезе немых толщ конгломератов и изучение состава их гальки дает, как правило, очень твердую уверенность в последовательности напластования отдельных серий и свит. В частности, в пределах изученного района известно большое количество горизонтов базальных конгломератов. Конгломераты в основании тумурзинской свиты содержат

обильную гальку не только порфиридов лежащей ниже дюсембайской свиты, но и гранитизированных пород более древних свит. Сходны с ними по составу гальки конгломераты лежащей выше татпенской свиты, содержащие, помимо перечисленных выше пород, характерные породы тумурзинской свиты. И, наконец, состав гальки конгломератов кумолинской свиты, распространенных в южной части района, позволяет достаточно четко установить ее местоположение в разрезе.

3. Выявление разницы в степени метаморфизма отдельных крупных частей разреза.

4. Установление взаимоотношений с интрузивными комплексами и т. п.

Несомненно, что только совокупность применения этих методов позволяет достаточно надежно обосновать стратиграфическое расчленение немых метаморфизованных толщ.

Весь комплекс докембрийских образований южной части Улутавской зоны мы подразделяем на четыре серии, из которых почти каждая делится, в свою очередь, на несколько свит. Та часть разреза докембрийских отложений, которая будет более детально рассмотрена в этой работе, подразделяется на две серии — боровскую и карсакпайскую. Каждая из названных выше серий соответствует одному крупному этапу развития Улутавской складчатой зоны и характеризуется близким метаморфизмом слагающих ее пород. Серии, как правило, отделены одна от другой перерывами и несогласиями. Как уже отмечалось, серии подразделяются на свиты, являющиеся совокупностью разновозрастных горных пород близкого петрографического состава. Название всех свит, согласно общепринятым принципам, образовано от названий географических пунктов, вблизи которых породы данной свиты хорошо обнажены.

Прежде чем переходить к описанию разреза докембрийских отложений, хотелось бы еще остановиться на некоторых общих вопросах, например, на вопросе о мощности выделяемых серий и свит. Общеизвестно, что докембрийские отложения почти повсеместно характеризуются очень мелкой, весьма сложной, часто изоклиальной складчатостью. Отдельные мелкие складки бывают настолько сложны, что их не удастся уловить даже при самом детальном картировании, так как вследствие горизонтальной или почти горизонтальной обнаженности этих районов лишь изредка удастся отчетливо выявить замки отдельных складок. В таких условиях, рассчитывая мощность свит по ширине выхода пласта и углом его падения, мы заведомо превышаем их, причем превышение будет тем больше, чем сложнее смяты эти породы. Поэтому при характеристике мощности любой из свит мы не пользуемся термином «истинная мощность», а вводим дополнительное понятие «приблизительная мощность», понимая под этим рассчитанную мощность любой пачки или свиты без учета возможных мелких изоклиальных складок, осложняющих условия залегания этих пород. Истинная мощность будет тем меньше, чем сложнее смяты в мелкие складки эти породы.

Приступая к описанию докембрийских образований, следует напомнить, что в пределах Улутавской зоны выделяются два антиклинория: западный — Майтюбинский и восточный — Улутавский (Кунтуганский), разделенные Карсакпайским синклинорием. Излагая стратиграфию докембрийских отложений, мы будем отмечать, какому из элементов этих крупных тектонических форм соответствует описываемый разрез горных пород, что облегчит понимание особенностей фациальных изменений отдельных свит.

Ставя перед собой задачу дать описание тектонического строения южной части Карсакпайского синклинория, мы начинаем детальное описание разреза докембрийских отложений с тумурзинской свиты, рассматривая очень кратко более древние образования, обнаженные в центральных частях Майтюбинского антиклинория.

В пределах Майтубинского антиклинория, ограничивающего с запада Карсакпайский синклинирий, обнажены наиболее древние докембрийские образования, изучавшиеся в последние годы Т. Г. Павловой (1959, 1960). Здесь распространены порфиroidы, амфиболиты, кварцево-полевошпатовые и амфиболово-полевошпатовые гнейсы, кварциты и другие породы, выделенные под названием дюсембайской свиты. Мощность этой свиты достаточно велика, порядка нескольких тысяч метров. Наиболее хорошо изучена верхняя часть свиты, состоящая из порфиroidов с прослоями кварцитов. Лежащие ниже части свиты вследствие сильной гранитизации изучены значительно хуже.

С полями распространения пород дюсембайской свиты пространственно связан комплекс гранитогнейсов, гранитов и сиенитов, занимающих по площади около 40—50% обнаженных частей Майтубинского антиклинория.

Возрастное положение гранитов и щелочных сиенитов не может считаться окончательно решенным. Что же касается гранитогнейсов, то их галька была встречена в базальных конгломератах лежащей выше тумурзинской свиты, что заставляет относить их к древнему интрузивному комплексу. Данные, полученные в последнее время Т. Г. Павловой (1960), свидетельствуют о том, что образование обширных полей гранитогнейсов обусловлено широким развитием явлений гранитизации среди пород дюсембайской свиты. Однако остается неясным, можно ли связывать с этим же процессом образование массивных крупнозернистых гранитов и щелочных сиенитов, или же они представляют собой отличные по возрасту собственно интрузивные образования, тем более, что достоверные находки галек гранитов известны лишь в основании улутавской свиты нижнего кембрия.

В пределах Майтубинского антиклинория, в районе гор Майтубе и Кантубе, распространены достаточно крупные массивы интрузивных пород диоритового и гранодиоритового состава, прорывающих отложения как дюсембайской, так и тумурзинской свит, с образованием в зонах контактов инъекционных гнейсов и контактово-метаморфизованных пород. Возраст этих образований предположительно считается нижнедевонским, поскольку в более северных районах (горы Идыге) сходные породы перекрываются отложениями нижнего девона (Богданов, 1954). Однако не исключена возможность существования здесь разновозрастных интрузивных комплексов.

Тумурзинская свита

Породы, относимые к тумурзинской свите, обнажаются в западном крыле Карсакпайского синклиниория и в пределах Майтубинского антиклинория, в верхнем течении северного сая Тумурза, протягиваясь отсюда в район сопки Каражол и к верховьям сая Куамбай. Кроме того, выходы этих пород известны на побережье р. Дюсембай, в районе горы Калдыбай-шоко и сая Джийде. Наиболее хорошие разрезы этой свиты описаны в верхнем течении сая Тумурза.

Породы тумурзинской свиты залегают с резким азимутальным и угловым несогласием на подстилающих образованиях. Явление азимутального несогласия четко выявляется в районе горы Кантубе, где породы тумурзинской свиты залегают резко несогласно на порфиroidах дюсембайской свиты (фиг. 1). О наличии перерыва в основании тумурзинской свиты свидетельствует также большое количество метаморфизованных обломочных и грубообломочных пород в нижней части ее, содержащих гальку подстилающих пород и гранито-гнейсов. В хорошо обнаженном разрезе по северному саю Тумурза в составе тумурзинской свиты выделяется достаточно четко несколько самостоятельных пачек:

1. В основании залегает пачка графитовых микрокварцитов и кварцитовидных сланцев, обломочных конгломератовидных кварцитов.

2. Выше по разрезу распространены темно-зеленые, зеленые амфиболово-кварцевые и амфиболово-кварцево-плагноклазовые сланцы.

3. Верхняя часть тумурзинской свиты представлена частым чередованием черных, темно-серых, зеленовато-серых, кварцево-хлоритовых и кварцево-хлоритово-сланцевых сланцев, темно-серых, коричневатого-серых, полосчатых микрокварцитов с отдельными линзами и прослоями карбонатных сланцев и мраморов.

Ниже дается краткое описание структур, текстур и минералогического состава отдельных типов пород, входящих в состав тумурзинской свиты.

Графитовые микрокварциты и кварцитовидные сланцы довольно однообразны. Это, как правило, черные и темно-серые породы, довольно часто мелкополосчатые. В них отчетливо видны черные полосы, обогащенные графитом, и более светлые полосы, обогащенные кварцем. В зависимости от величины зерен можно выделить типичные кварциты и кварцитовидные сланцы. Структура этих пород микрогранобластовая, текстура полосчатая.

Минералогический состав их довольно прост. Они состоят почти исключительно из кварца и графита. Очень редко встречаются участки, обогащенные мусковитом и хлоритом.

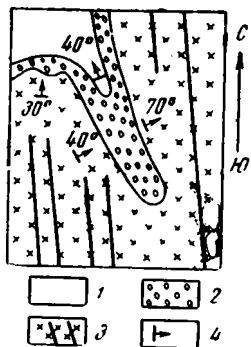
Довольно тесно с графитовыми кварцитами связаны метаморфизованные обломочные породы, представленные кварцитами, образовавшимися по конгломератам и крупно- и мелкозернистым песчаникам. Кварциты — серые, темно-серые и черные. В них почти всегда присутствуют отдельные более крупные обломки полевого шпата, почти целиком разрушенного, и кварца. Такие обломки, достигающие в диаметре 4 см, погружены в тонкозернистую кварцево-сланцевую массу. Количество обломков крайне непостоянно, при малом их содержании породы превращаются практически в сланцы, в которых отдельные обломки как бы плавают в тонкозернистой основной массе.

Кварциты, образовавшиеся по конгломератам, характеризуются более крупными обломками, достигающими 10—15 см в поперечнике (фиг. 2). Структуры пород бластоконгломератовые и бластосаммитовые, текстуры сланцеватые.

Цемент этих пород зеленого и темно-зеленого цвета. Состав и структура его довольно постоянны, несколько отличаясь лишь количественными соотношениями того или другого минерала. Наиболее характерны для цемента описанных пород кварц, мусковит, реже биотит и хлорит, иногда встречается также графит.

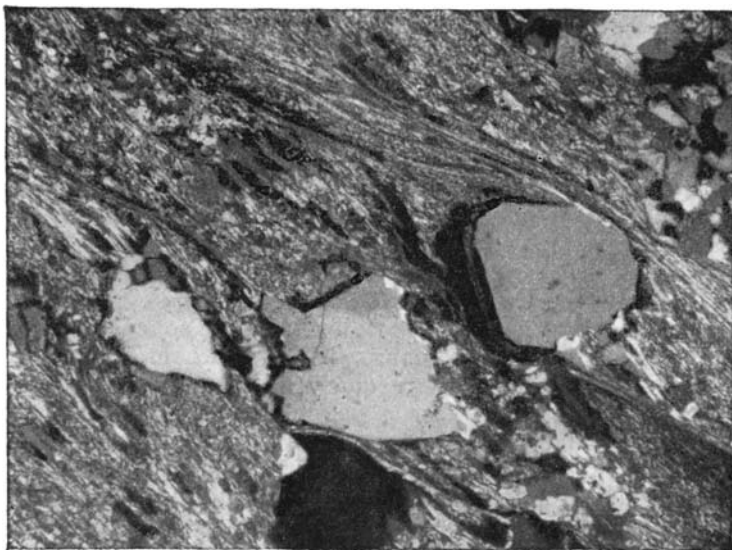
Обломки сильно катаклазированы. Иногда отдельные зерна обломочного кварца теряют свои очертания и дробятся в агрегат кварца, выделяющегося в виде отдельных более крупно-кристаллических участков. Наряду с раздробленными обломками кварца в породе встречаются и обломки кварцитов, обладающих торцовой структурой и состоящих почти целиком из мелких зерен кварца. Именно эти обломки бывают наиболее крупными. Содержание обломков в породах колеблется от 20—40 до 80—90%.

Стратиграфически выше в разрезе тумурзинской свиты содержится прослой зеленых, темно-зеленых, иногда фиолетовых от окислов железа амфиболовых сланцев. Среди этих сланцев встречаются отдельные разности с очень тонкой полосчатостью, хорошо выделяющиеся по наличию полос, обедненных амфиболом. Сланцы обладают однообразной тонкой зерни-



Фиг. 1. Соотношение тумурзинской свиты к югу от горы Канттюбе:

1 — породы верхней части тумурзинской свиты; 2 — породы нижней части тумурзинской свиты; 3 — породы джесембайской свиты; 4 — элементы залегания



Фиг. 2. Обломочные зерна кварца в цементе конгломератовидных сланцев тумурзинской свиты. Увел. 46. Никколи скрещены.

стостью, и лишь в некоторых разностях хорошо бывают видны тонкоигольчатые кристаллы амфибола, ориентированные по сланцеватости. Для них характерны нематогранобластовые структуры и полосчатые текстуры. Состав этих пород довольно постоянен — амфибол, эпидот, цоизит, хлоритизированный биотит, кварц, средний плагиоклаз и небольшое количество кальцита.

Темноцветные минералы в породах, как правило, располагаются неравномерно. Обычно наблюдаются полосы, обогащенные амфиболом, эпидотом, цоизитом и хлоритом, чередующиеся с полосами обогащенными полевым шпатом, кварцем, мусковитом и кальцитом. Полосчатость наблюдается и в распространении рудного компонента (магнетита).

Среди амфиболовых сланцев различаются три разновидности в зависимости от присутствия того или иного комплекса минералов: кварцево-амфиболово-полевошпатовые и биотитово-амфиболово-кварцевые.

Четкая полосчатость и состав этих пород заставляют предполагать, что они возникли за счет метаморфически измененных первоначально-осадочных слоистых отложений, вероятнее всего — каких-либо глинисто-карбонатных пород, содержащих небольшое количество полевого шпата.

Верхняя часть тумурзинской свиты сложена черными, темно-серыми, зеленовато-серыми кварцево-хлоритовыми и кварцево-хлоритово-слюдяными сланцами, чередующимися с темно-серыми, коричневато-серыми тонкозернистыми полосчатыми микрокварцитами. Резко подчиненное значение имеют карбонатные породы — коричневые, черно-зеленые сланцы и мраморы, встречающиеся в виде отдельных прослоев и линз, мощностью до 20—80 м.

Прослой микрокварцитов имеют, как правило, мощность от 10—15 см до 1 м, вмещающие их горизонты сланцев характеризуются большей мощностью — от 2 до 10 м. Основная масса породы представлена гетерогранобластовым агрегатом кварца, наиболее крупные зерна которого достигают величины 2—2,4 мм, мелкие зерна — 0,05 мм. В процентном отношении содержание частиц разной величины приблизительно равное. Зерна кварца обычно сильно катаклазированы, форма их округлая, а иногда полигонально-зубчатая, причем зубчатую и таблитчатую форму имеют чаще более мелкие зерна кварца.

Графитовые разности этих пород похожи на кварциты, описанные для нижнего горизонта свиты.

Карбонатные породы, встречающиеся в составе этого горизонта, представлены мелкокристаллическими мраморами и карбонатными сланцами, состоящими из мелко раскристаллизованной кальцитовых массы, содержащей отдельные зерна кварца, плагиоклаза, магнетита и листочков биотита и мусковита. Средняя величина зерен около 0,2 мм.

Приблизительная мощность тумурзинской свиты равна 1000—1200 м.

Изучение отдельных разрезов тумурзинской свиты четко показывает, что выделенные в ее составе три пачки не всегда достаточно хорошо выдерживаются. Прежде всего это относится к верхней части тумурзинской свиты, где иногда происходит резкое увеличение количества амфиболсодержащих пород за счет сокращения кварцево-хлоритовых и кварцево-хлоритово-сланцевых сланцев. Такие явления очень отчетливо наблюдаются к северу от северного сая Тумурза, в районе сая Куамбай и в ряде других мест. В основании нижней части тумурзинской свиты в разрезе по северному сая Тумурза выделяется пачка обломочных кварцитов, графитистых микрокварцитов и кварцитовидных сланцев. Как показывает изучение этой части разреза свиты, она построена очень пестро. Местами в основании пачки (район горы Канттюбе) имеются небольшие прослои метаморфизованных конгломератов, содержащих гальку кварцитов и порфиroidов. Иногда непосредственно на подстилающих породах (район горы Керегет) залегает пачка графитистых микрокварцитов и обломочные породы целиком выпадают из разреза. К юго-востоку от горы Керегет вновь появляются в большом количестве обломочные кварциты.

В ряде мест (районы горы Тамдаша и к югу от горы Аккерегетас) сравнительно мощные прослои метаморфизованных конгломератов появляются выше пачки графитистых микрокварцитов и обломочных кварцитов и содержат в своем составе гальки последних. Иногда мощность пачки конгломератов резко сокращается, а местами пачка выпадает из разреза целиком.

При таких взаимоотношениях этих пачек очень хотелось бы выделить их в качестве двух самостоятельных свит, верхняя из которых залегает трансгрессивно на нижней, местами перекрывая ее целиком. Тем не менее мы в настоящий момент воздержимся от такого разделения ввиду того, что в районе к югу от горы Каражол пачка графитовых микрокварцитов и обломочных кварцитов по мере прослеживания ее к северу постепенно распадается на отдельные маломощные прослои и переслаивается с амфиболсодержащими сланцами, очень сходными со сланцами лежащих выше частей тумурзинской свиты. Таким образом, здесь удастся наблюдать постепенный переход от нижних частей разреза тумурзинской свиты к более верхним частям. В связи с этим мы не выделяем нижнюю часть тумурзинской свиты в качестве самостоятельной стратиграфической единицы, в то же время картируя ее как хороший маркирующий горизонт.

Как уже упоминалось, породы тумурзинской свиты залегают резко трансгрессивно и несогласно на подстилающих образованиях, слагая крайние части Майтубинского антиклинария.

Вопрос о метаморфизме пород кварцитово-сланцевой серии достаточно сложен. Дело в том, что наиболее характерными минералогическими ассоциациями в этих породах являются: в кварцево-сланцевых сланцах — биотит, мусковит, кальцит, цоизит и средний плагиоклаз, в амфиболовых сланцах — роговая обманка, эпидот, средний плагиоклаз и биотит, свидетельствующие о средней ступени метаморфизма или соответствующие субфациям амфиболитовой фации, по Ф. Дж. Тернеру (1951).

Однако наряду с минералами, свидетельствующими о сравнительно высокой ступени метаморфизма этих пород, в них обнаруживаются такие минералы, как хлорит и серицит, характеризующие более низкие ступени

метаморфизма. Появление этих минералов, очевидно, надо связывать с явлениями диафтореза, так как в ряде шлифов удастся обнаружить замещение биотита хлоритом и развитие серицита по плагиоклазу.

КАРСАКПАЙСКАЯ СЕРИЯ (P_{tr_2})

На юге Улутавской складчатой зоны под этим названием выделяются отложения, залегающие с перерывом и несогласием на породах боровской серии и выполняющие Карсакпайский синклиниорий. Карсакпайская серия в основном состоит из метаморфизованных вулканогенных пород различного состава, кварцево-сланцевых и кварцево-сланцево-полевошпатовых сланцев, железистых и безрудных кварцитов. В ее составе выделяется шесть свит: татпенская, белкудукская, кумолинская, керегетасская, бурмашинская и карсакпайская. Нижние четыре свиты несколько отлитчаются от верхних большей степенью метаморфизма. Кроме этого, бурмашинская и карсакпайская свиты лежат на нижних с перерывом и несогласием.

Татпенская свита

Отложения татпенской свиты залегают с перерывом и несогласием на подстилающих образованиях и представлены порфиroidами и кварцево-сланцево-полевошпатовыми сланцами с редкими прослоями кварцитовидных сланцев.

В изученном районе имеется сравнительно немного мест, где эти породы обнажены достаточно полно. Так, хороший разрез наблюдается в 2 км к юго-юго-западу от горы Аккерегетас, где породы татпенской свиты залегают на более древних отложениях трансгрессивно и несогласно, перекрывая почти целиком отложения тумурзинской свиты. Здесь, на расстоянии около 2 км к востоку от небольшой гряды до западного подножья высоты 582,2 м вдоль левого притока р. Дюсембай удастся наблюдать следующий разрез (снизу вверх):

1. К востоку от конгломератов тумурзинской свиты, в виде небольших грибов, протягивающихся по простиранию слоев, обнажены порфиroidы серые и светло-серые, некоторые разности которых обладают флюидальной текстурой. В одном из прослоев удалось наблюдать довольно четко выраженную шаровую отдельность. Приблизительная мощность пачки порфиroidов около 100 м. Элементы залегания пород следующие: азимут падения ЮВ 100° , угол падения 50° .

Далее на восток около 200 м задерновано, после чего обнажаются:

2. Порфиroidы фиолетовые, с прекрасно выраженной флюидальной текстурой и мелкими порфиroidобластами кварца и полевого шпата. Среди этих пород заключены отдельные покровы светло-серых и серых порфиroidов. Приблизительная мощность этой пачки около 70 м. Азимут падения ЮВ 105° , угол падения $30-40^\circ$.

3. Стратиграфически выше порфиroidов залегает толща пород, нижним членом которой является пачка серых зернистых кварцитов, сильно рассланцованных, хлоритизированных и серицитизированных. Приблизительная мощность кварцитов около 15—25 м. Породы падают в направлении ЮВ 100° , с углами падения $50-60^\circ$. Далее вверх по разрезу такие же кварциты, чередующиеся с отдельными прослоями зеленоватых, сильно хлоритизированных и рассланцованных порфиroidов. Немного выше по разрезу прослой кварцитов исчезают и сменяются покровами белых, реже — черных порфиroidов, местами сильно гематитизированных. Среди пачек порфиroidов встречаются отдельные прослой, мощностью до 1—1,5 м, рассланцованных лаваагломератов, содержащих гальку порфиroidов и микрокварцитовых сланцев. Приблизительная мощность этих пород около 35 м. Элементы залегания следующие: азимут падения ЮВ $100-115^\circ$, угол падения $40-50^\circ$.

4. Непосредственно выше залегает пачка черных порфиroidов с довольно крупными вкраплениями кварца и полевого шпата. Некоторые разности этих пород обладают ясно выраженной флюидальной текстурой. Приблизительная мощность пачки черных порфиroidов около 40 м.

5. Стратиграфически выше залегает четырехметровый прослой коричневатосерых плотных порфиroidов, в основной тонкозернистой массе которых хорошо различаются мелкие вкрапления кварца.

6. Выше по разрезу порфиroidы сменяются зелеными, зеленовато-коричневыми кварцево-полевошпатовыми и кварцево-полевошпатово-сланцевыми сланцами,

образовавшимися, вероятно, за счет туфогенных пород. Приблизительная мощность сланцев около 40 м.

7. Восточнее обнажается пачка серых, темно-серых порфиров с мелкими порфировыми выделениями кварца. Приблизительная мощность порфиров около 90 м.

8. Разрез татпенской свиты заканчивается пачкой зеленовато-серых, светло-зеленых рассланцованных лаваагломератов, в которых хорошо видны обломки лав, достигающие 3 см в диаметре. Приблизительная мощность лаваагломератов около 100 м.

Породы горизонтов 5—8 падают в направлении ЮВ 110—115°, угол падения 60—70°.

Выше лаваагломератов залегают темно-зеленые хлоритово-эпидотовые сланцы и порфиритоиды, входящие в состав белкудской свиты.

Таким образом, в районе горы Аккерегетас татпенская свита представлена метаморфизованными кислыми эффузивами и их пирокластическими аналогами с редкими прослоями метаморфизованных основных эффузивов, кварцитов и кварцитовидных сланцев. Такое строение свиты характерно для северных частей изученного района.

На юге, в районе северных притоков сая Джийде и р. Белеуты, выходы пород татпенской свиты крайне ограничены. Наиболее хорошо обнаженный разрез их известен в районе р. Белеуты, в 6—6,5 км к востоку от устья Аккийская, где в верхней части свиты появляются прослои и пачки метаморфизованных эффузивов основного и среднего состава.

Кроме западного крыла Карсакпайского синклинория, выходы пород татпенской свиты известны в западной части Майтубинского антиклинория, где они прослеживаются в районе саев Татпен и Жуанкар. Здесь распространены в основном зеленовато-серые порфиритоиды и лаваагломераты. Мощность этих пород не превышает 500—600 м.

Изучение пород татпенской свиты под микроскопом позволило выделить в ее составе следующие типы горных пород.

Порфиритоиды, образовавшиеся за счет метаморфизма кварцевых порфиров и фельзитов. Породы имеют бластопорфировую и порфиробластовую структуры, с лепидогранобластовой структурой основной массы, и сланцевую текстуру. Довольно часто удается наблюдать флюидальные текстуры, которые сохраняются в менее рассланцованных разностях.

Минералогический состав пород следующий: породообразующие — кварц, альбит, биотит; вторичные — эпидот, серицит, хлорит; аксессуарные — сфен и рудные — ильменит.

Основная масса породы обычно состоит из мелкозернистого агрегата полевого шпата, кварца, серицита и хлорита, со средней величиной зерен 0,02—0,04 мм. В породе обычно содержатся бластопорфировые выделения плагиоклаза, сдвойникованные по альбитовому и, реже, по карлсбадскому закону. Кроме бластопорфировых первичных выделений, в породе развивается и вторичный альбит, образующий порфиробласты величиной до 1 мм.

Химический состав этих пород достаточно разнообразен. Из имеющихся в нашем распоряжении трех анализов видно, что в каждой породе содержится различное количество основных окислов (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав порфиров татпенской свиты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O	CO ₂	Сумма
450	76,54	0,20	14,48	0,94	1,26	0,01	0,41	0,22	2,20	3,68	0,18	0,12	0,18	0,03	100,45
451	76,40	0,21	13,39	0,46	1,19	0,01	0,54	0,28	2,94	4,07	0,18	0,10	0,12	—	99,89
284	79,34	0,16	12,71	0,15	0,96	0,02	0,60	0,08	3,28	2,88	0,11	—	0,08	0,27	100,64

Эти породы имеют следующие основные параметры (по А. Н. Заварицкому), весьма сходные с параметрами кварцевых порфиров и риолитов.

№ образца	a	b	c	s
450	9,2	9,8	0,4	80,6
451	11,4	6,0	0,6	82,0
284	10,4	5,0	0,7	83,9
Порода				
Кварцевый порфир по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу . . .	12,2	4,4	1,0	82,4
Риолит по А. Н. Заварицкому	11,6	5,0	0,8	82,6

Анализы сделаны в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Е. С. Шишова.

Кварцево - хлоритово - слюдяно - полевошпатовые сланцы. Структуры пород, как правило, лепидогранобластовые, реже порфиробластовые, текстуры сланцеватые. Они обычно состоят из следующего комплекса минералов: породообразующие — кварц, альбит, мусковит, биотит; вторичные — хлорит, эпидот, серицит, карбонат; акцессорные — циркон; рудные — магнетит, гематит. В некоторых разностях этих пород наблюдаются реликты первичной слоистости, выраженные в линейном, полосчатом распределении скоплений мусковита, серицита и хлорита, полосы которых или бывают выдержанными, или же образуют линзы, чрезвычайно удлиненные в направлении слоистости. Обычно так же линейно ориентированы скопления кальцита.

Среди микрозернистой основной массы находятся мелкие порфиробласты альбита, достигающие величины 0,5 мм и имеющие слегка серицитизированную поверхность. Порфиробласты обычно не имеют четких кристаллографических ограничений, а как бы теряются в основной микрозернистой массе.

Микрокварциты и кварцево-серицитовые сланцы. Структуры пород гранобластовые, текстуры сланцеватые. Минералогический состав сравнительно прост. В них распространены кварц, плагиоклазы и вторичные минералы, представленные серицитом и хлоритом.

Основная масса пород обычно сложена неравномернозернистым агрегатом кварца со средней величиной зерен 0,02—0,06 мм, среди которых встречаются более крупные зерна кварца и, реже, — плагиоклаза, величина которых колеблется от 0,3 до 1 мм. В основной массе породы содержится довольно большое количество мельчайших (сотые доли миллиметра) частиц серицита и хлорита, дающих иногда скопления в виде линз и полос, чередующихся с полосами, обогащенными кварцем.

Порфиритоиды, образовавшиеся за счет метаморфизма эффузивов среднего состава — андезитовых порфиритов, миндалекаменных порфиритов и их стекловатых аналогов. Эти породы, весьма сходные с породами белкудукской свиты, будут описаны ниже.

Изучение пород татпенской свиты под микроскопом, а также выяснение взаимоотношений между отдельными разностями их в поле позволяет сделать некоторые выводы о их первоначальном составе и происхож-

дении. Прежде всего можно выделить две группы пород, которые обладают хорошо сохранившимися реликтовыми структурами и происхождение которых не вызывает сомнения. Это метаморфизованные эффузивы, среди которых выделяются порфирииды, возникшие за счет метаморфизма кварцевых порфиров, и порфиритоиды, образовавшиеся при метаморфизации основных эффузивов.

Кварцево-хлоритово-слюдяно-полевошпатовые сланцы обладают целым рядом особенностей минералогического состава. Здесь, главным образом, развит почти тот же комплекс минералов, что и в соответствующих эффузивных разностях; особенно широко в основной массе этих пород представлен плагиоклаз. В то же время эти породы обладают довольно четкой слоистостью, заставляющей относить их к осадочным породам. Минералогический состав и широкое развитие плагиоклаза говорят, скорее всего, об их туфогенном происхождении.

Микрокварциты и кварцево-серицитовые сланцы являются, вероятно, метаморфизованными мелкозернистыми песчаниками. Цемент этих пород был, по-видимому, в значительной степени глинистым и теперь превращен в хлоритово-серицитовый агрегат.

Итак, мы видим, что татпенская свита построена в достаточной степени сложно и может быть подразделена на три части.

Нижняя часть представлена порфириоидами, образовавшимися за счет кварцевых порфиров и фельзитов. Приблизительная мощность этой части разреза около 560 м.

Выше залегает сравнительно маломощная пачка серых кварцитов и зеленовато-серых кварцево-серицитовых сланцев, содержащих в верхней части отдельные прослои зеленоватых, сильно хлоритизированных порфиритоидов и черных порфириоидов. Приблизительная мощность этой пачки около 50 м.

Верхняя часть татпенской свиты сложена черными, серыми, зеленовато-серыми и коричневатыми порфириоидами, весьма разнообразными по своим структурам и текстурам. Порфирииды переслаиваются с отдельными горизонтами лаваагломератов, кварцево-слюдяно-полевошпатовых сланцев. Приблизительная мощность этой части разреза татпенской свиты равна 250 м.

Описанное выше строение татпенской свиты несколько меняется на самом юге Улутавской зоны, где в районе р. Белеуты в ее составе появляется довольно большое количество порфиритоидов, образовавшихся по плагиоклазовым порфиритам, и их метаморфизованных туфов.

Общую приблизительную мощность татпенской свиты можно оценить в пределах 700—800 м.

Белкудукская свита

Выше отложений татпенской свиты залегают породы, выделяемые под названием белкудукской свиты и распространенные достаточно широко в наиболее приподнятых участках западного крыла Карсакпайского синклинария. В северной части района (горы Акшоки, Белкудук, верхнее течение р. Дюсембай) она состоит из массивных порфиритоидов, часто обладающих миндалекаменными структурами. Среди мощных покровов метаморфизованных лав распространены отдельные прослои ярко-зеленых актинолитово-хлоритовых и серых, зеленовато-серых кварцево-слюдяно-полевошпатовых сланцев. Количество и мощности отдельных сланцевых прослоев резко варьируют, но в большинстве разрезов преобладают покровы темно-зеленых массивных метаморфизованных лав.

Южнее (северные притоки сая Джийде, р. Белеуты) состав белкудукской свиты меняется. Широкое развитие приобретают зеленовато-серые кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы, некоторые разности

которых обладают очень тонкой слоистостью. Среди толщи сланцев сохраняются лишь отдельные пачки порфиритоидов. Одновременно в составе белкудукской свиты появляются отдельные пачки железистых кварцитов.

Условия залегания пород белкудукской свиты на подстилающих толщах различны. В ряде мест удается наблюдать постепенный переход от порфириоидов татпенской свиты к лежащим выше образованиям (районы высоты 582,2 м Шаупкель сая и р. Белеуты). Однако в районе горы Акшюк породы белкудукской свиты залегают непосредственно на породах тумурзинской свиты. Весьма вероятно, что условия залегания белкудукской свиты на лежащих ниже породах различны. В отдельных участках западного крыла синклиниория породы ее залегают с перерывом, в то время как в других удается наблюдать постепенный переход к ним от пород татпенской свиты.

Перейдем к рассмотрению детального строения белкудукской свиты. Наиболее полный разрез свиты был описан в районе разъезда Белкудук — Карсакпай-Байконурской ж. д. Здесь обнаружены (снизу вверх):

1. Пачка кварцево-сланцевых сланцев, светло-зеленых, тонкослоистых, сильно плитчатых. Азимут падения 80° , угол падения 60° .

2. Далее на восток на расстоянии 250 м обнажена пачка аналогичных сланцев с частыми маломощными прослоями порфиритоидов, темно-зеленого цвета, массивных, миндалекаменных. Азимут падения 70° , угол падения 50° .

3. Пачка хлоритово-актинолитовых сланцев, темно-зеленых, плотных. Мощность пачки 25 м.

4. Выше по разрезу обнажаются хлоритово-полевошпатовые сланцы мощностью около 35 м. Азимут падения 60° , угол падения $50-45^\circ$.

5. Пачка хлоритовых сланцев, темно-зеленых, тонколистватых, с отдельными прослоями черных порфириоидов. Мощность пачки около 150 м.

6. Выше хлоритовых сланцев залегают темно-зеленые массивные порфиритоиды с отдельными прослоями хлоритовых и кварцево-хлоритовых сланцев. Общая мощность пачки около 350 м. Более верхние части белкудукской свиты в этом разрезе не обнажены.

Аналогичное строение белкудукской свиты характерно для северных частей изученного района. Однако детальное сопоставление разрезов показывает, что отдельные пачки пород крайне невыдержанны и часто замещаются по простираанию (фиг. 3).

К югу от гор Актастобе выходы пород белкудукской свиты встречаются на очень ограниченной площади на левобережье р. Дюсембай. Здесь на расстоянии 800 м обнажаются следующие породы (снизу вверх):

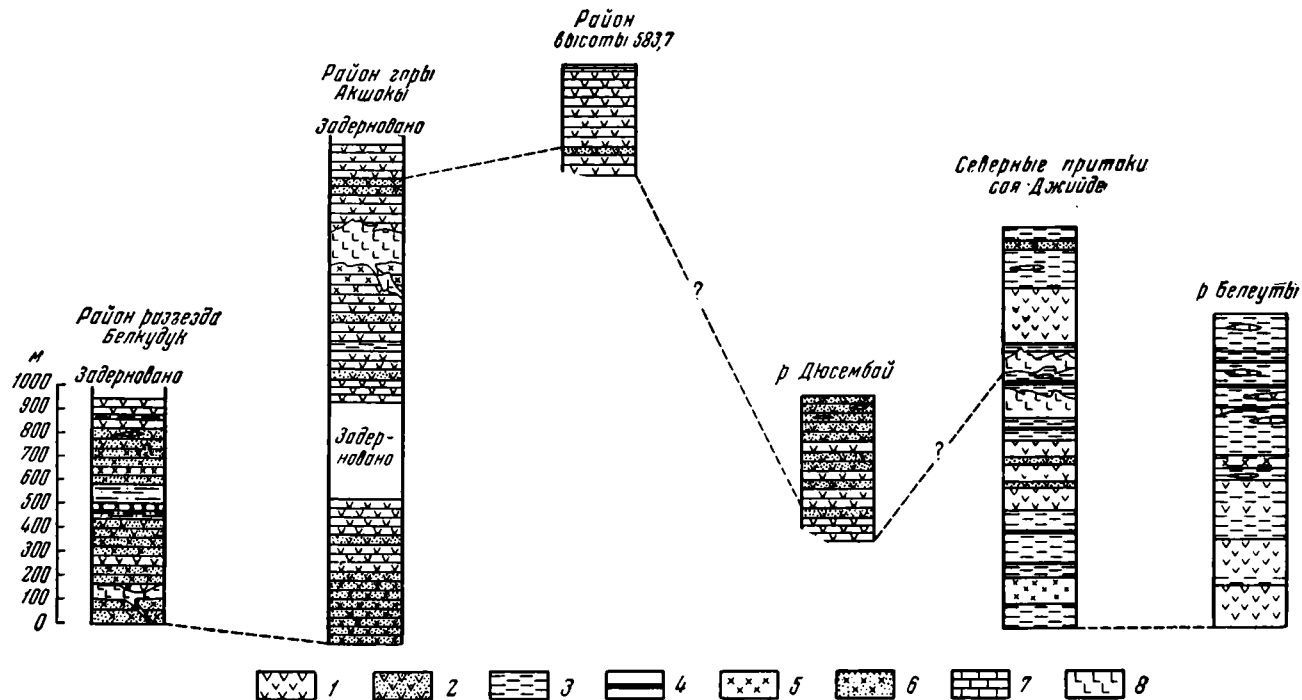
1. В основании видимой части разреза залегают порфиритоиды зеленые, темно-зеленые, местами довольно сильно рассланцованные. Некоторые разности этих пород обладают отчетливо выраженными миндалекаменными структурами. Породы расчленены многочисленными прожилками эпидота.

2. Выше по разрезу порфиритоиды совершенно постепенно сменяются пачкой светло-зеленых тонких хлоритово-актинолитовых и хлоритово-актинолитово-эпидотовых сланцев, содержащих мелкие линзы ($3 \times 0,5$ м) коричневатых, коричневатосерых плотных мелкозернистых окварцованных мраморов. В нижней части горизонта сланцев встречаются отдельные прослои порфиритоидов. Азимут падения $327,5^\circ$, угол падения 65° .

Приблизительная мощность белкудукской свиты в этом разрезе равна 620 м.

На самом юге Улутавской складчатой зоны выходы пород белкудукской свиты известны в районе северных притоков сая Джийде и р. Белеуты, где они обнажаются в крыльях и центральных частях антиклинальных складок.

Описать полный разрез белкудукской свиты в районе северных притоков сая Джийде довольно трудно вследствие сложного тектонического строения этих частей западного крыла синклиниория. Залегание пород здесь нарушено разломами, они пронизованы многочисленными телами



Фиг. 3. Схема сопоставления разрезов белкудукской свиты:

1 — порфирииты; 2 — актинолит-хлоритовые, актинолит-хлоритово-эпидотовые сланцы; 3 — кварцево-хлоритовые, кварцево-хлоритово-серпичитовые сланцы; 4 — железистые кварциты; 5 — порфирииты; 6 — кварцевополевошпатово-сланцы; 7 — мраморы; 8 — габбро-диабазы

габбродиабазов и обнажаются лишь в виде небольших изолированных полос, сохранившихся среди отдельных интрузивных тел. Белкудукская свита в этих районах представлена зелеными, темно-зелеными порфиритоидами, содержащими отдельные прослои железистых кварцитов, безрудных кварцитов и зеленовато-серых кварцево-хлоритово-сланцев. Количество железистых кварцитов непостоянно; в разрезе южного сая встречено семь прослоев. Железистые кварциты залегают среди небольших пачек коричневатого-зеленых тонкослоистых кварцево-хлоритовых и кварцево-хлоритово-серицитовых сланцев, местами сильно ожелезненных. В верхней части встречена пачка зеленых, серых, фиолетовых тонкослоистых кварцево-полевошпатовых сланцев с мелкими линзами мраморов. Приблизительная мощность белкудукской свиты в этих разрезах около 800—1000 м.

Южнее, в районе р. Белеуты и Аккийская, строение белкудукской свиты еще более усложняется. Здесь наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Темно-фиолетовые, черные, сильно рассланцованные порфиритоиды и кварцево-полевошпатово-серицитовые сланцы. Приблизительная мощность этих пород около 50 м.

2. Сланцы зеленые, тонкополосчатые, кварцево-полевошпатово-серицитовые, с отдельными прослоями хлоритовых сланцев. В нижней части пачки содержатся два прослоя порфиритоидов. Приблизительная мощность пачки около 450 м.

3. Эти породы сменяются зелеными и черными кварцево-полевошпатово-серицитовыми сланцами, содержащими прослои порфиритоидов, железистых кварцитов и линзы мрамора. Приблизительная мощность этой пачки около 50—70 м.

4. Разрез белкудукской свиты венчается пачкой кварцево-полевошпатовых сланцев с blastopelagitic структурами, содержащих отдельные прослои порфиритоидов и порфиритоидов и мелкие линзы мраморов. Приблизительная мощность этих пород около 100 м.

Сравнивая разрезы р. Белеуты с более северными разрезами, мы видим, что они отличаются большим развитием порфиритоидов и кварцево-полевошпатовых сланцев, наличием прослоев железистых кварцитов и уменьшением количества порфиритоидов и зеленых сланцев.

Строение белкудукской свиты в районе Майтубинского антиклинория (р. Карасире и сай Жуанкар) в общем сходно с разрезом р. Белеуты и Аккийская, отличаясь от последних лишь наличием в разрезе сравнительно мощных (до 20—25 м) прослоев метаморфизованных лаваагломератов.

Изучение пород, слагающих белкудукскую свиту, в поле и под микроскопом показывает, что они могут быть подразделены по своему петрографическому составу на три крупные группы, включающие ряд разновидностей. К первой необходимо отнести порфиритоиды и тесно связанные с ними разнообразные зеленые хлорит-актинолитовые, хлоритовые и другие сланцы. Вторая группа состоит из метаморфизованных кислых эффузивов и тесно связанных с ними кварцево-полевошпатово-сланцевых сланцев. Третья — включает в себя разнообразные сланцы, безрудные и железистые кварциты и мраморы, образовавшиеся за счет метаморфизма осадочных пород.

В составе белкудукской свиты очень широко распространены порфиритоиды, образовавшиеся за счет метаморфизма более основных — диабазовых порфиритов. Они представлены зелеными, темно-зелеными, коричневатого-зелеными породами, некоторые разности которых содержат крупные (до 0,5 см) вкрапленники целиком хлоритизированного минерала (фиг. 4). Отдельные породы рассланцованы сравнительно слабо, другие, по существу, являются сланцами. Плоскости сланцеватости обогащены хлоритом. Часто встречаются прослои, содержащие мелкие миндалины, выполненные чаще всего хлоритом и эпидотом. Эти породы развиты в виде отдельных прослоев и более мощных горизонтов во многих разрезах белкудукской свиты.

Структуры этих пород blastsпорфировые и миндалекаменные. Текстуры чаще всего массивные. Структура основной массы лепидогранобластовая или нематобластовая. Иногда в основной массе удается различить реликты гиалопилитовой структуры. Минералогический состав этих пород следующий: актинолит, хлорит, эпидот, авгит, плагиоклаз, карбонат.



Фиг. 4. Порфиритоид с хлоритизированными вкрапленниками авгита. Белкудукская свита. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

Основная масса породы обычно состоит из спутанно-волокистого агрегата актинолита и хлорита и мелких зерен или пылеватых скоплений эпидота. Иногда в породе заметны мелкие (0,1—0,08 мм) микролиты плагиоклаза, разобщенные друг от друга и расположенные в сплошной хлоритовой массе.

Вкрапленники очень редки и чрезвычайно сильно изменены, так что иногда можно увидеть только реликты структур вкрапленников, в той или иной мере замещенных агрегатом хлорита и эпидота. Вкрапленники представлены плагиоклазом и таблитчатыми, гексагональными кристаллами авгита, часто хлоритизированного и эпидотизированного. Отдельные кристаллы авгита достигают величины 0,6—0,8 мм.

Миндалины в породах, достигающие 1—1,5 см, характеризуются несколько вытянутыми или эллипсоидальными формами и могут быть разделены по заполняющим их минералам. Выделяются миндалины с альбит-карбонатным, эпидот-хлоритовым и хлоритовым заполнением.

Химический состав (%) порфиритоидов белкудукской свиты следующий (обр. 327/54): SiO_2 — 44,86; TiO_2 — 2,31; Al_2O_3 — 16,43; Fe_2O_3 — 7,76; FeO — 9,00; MnO — 0,11; CaO — 9,62; MgO — 5,30; Na_2O — 1,46; K_2O — 0,20; P_2O_5 — 0,36; H_2O^+ — 2,43; H_2O^- — 0,12; CO_2 — 0,04; сумма — 100,60. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Е. С. Шишова.

Среди порфиритоидов можно выделить и другую разновидность — это порфиритоиды, образовавшиеся за счет метаморфизма плагиоклазовых порфиритов. Макроскопически это темно-зеленые, зеленые, серовато-зеленые плотные мелкозернистые породы, иногда довольно сильно

рассланцованные. В некоторых образцах заметны достаточно крупные (до 1 см) вкрапленники плагиоклаза. Встречаются также миндалекаменные разности с очень мелкими (0,5 см) и редкими миндалинами. Эти породы образуют отдельные прослои до 5—6 м мощности в разных частях разреза белкудукской свиты. Структуры пород нематобластовые, бластопорфировые, реже миндалекаменные. Текстуры сланцеватые. В отдельных шлифах удается заметить реликтовые интерсертальные и гиалофитовые структуры основной массы. Минералогический состав следующий: плагиоклаз — 50—80%, актинолит и хлорит — 30—25%, эпидот, магнетит и кальцит.

Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза (андезина) длиной 0,2—0,4 мм, актинолита, хлорита и эпидота. Микролиты резко удлинённой призматической формы, часто сдвойникованы по альбитовому закону. Плагиоклаз в микролитах частично разложен и замещен мелким агрегатом серицита, эпидота и кальцита. Такое строение основной массы сохранилось лишь в виде отдельных участков. В других случаях видно, что основная масса перекристаллизована и представлена гранобластовым агрегатом изометричных зерен альбита, между которыми расположены другие минералы. Альбит, как правило, совершенно прозрачный, редко сдвойникованный. Рудные минералы (магнетит, гематит) встречаются в виде отдельных кубической формы кристаллов, а также в виде скоплений, образующих прерывистые прослои, вытянутые по сланцеватости. Карбонат часто развит по плагиоклазу, а иногда образует мелкие секущие прожилки.

В тех местах, где обнаруживается реликтовая структура основной массы, темноцветные и рудные минералы слагают отдельные небольшие промежутки между микролитами плагиоклаза.

Бластопорфировые выделения плагиоклаза развиты далеко не во всех образцах и представлены плагиоклазом типа андезита до 1—1,5 мм в диаметре. Он замещается очень мелким агрегатом серицита и эпидота. Двойники встречаются сравнительно редко. Бластофиты часто разорваны и трещины заполнены мелкозернистым агрегатом альбита.

С порфиритоидами тесно связаны в разрезах хлорито-актинолитовые сланцы. Это темно-зеленые, зеленые, желтоватые породы, чрезвычайно тонкозернистые. Некоторые разности сланцев обладают довольно четкой и тонкой слоистостью. Структуры их нематобластовые и лепидобластовые. Текстуры сланцеватые. Минералогический состав сланцев следующий: хлорит, актинолит, эпидот, плагиоклаз, биотит, лейкоксен, гематит и сравнительно редко, в небольших количествах кварц.

Породы состоят из спутанно-волокнистого агрегата кристаллов актинолита длиной до 0,8 мм. Средняя же величина их равна 0,3—0,4 мм. Кристаллы актинолита, как правило, ориентированы в одном направлении, что подчеркивает сланцеватую текстуру породы. Хлорит тесно связан в своем развитии с актинолитом и образуется как в виде каемок вокруг актинолита, так и по трещинкам в нем.

Плагиоклаз (альбит) встречается в совершенно разных количественных соотношениях с другими минералами, слагая иногда до 30—40% общей массы породы. Представлен изометричными, иногда несколько удлинёнными зернами, часто сдвойникованными по альбитовому закону. Отдельные кристаллы плагиоклаза срастаются в гранобластовые агрегаты со средней величиной зерна 0,1—0,2 мм.

Биотит, бурый при одном никеле, встречается в виде отдельных гнездовидных скоплений, со средней величиной зерен 0,06—0,08 мм. Очень часто биотит окружает зерна лейкоксена и выполняет трещинки внутри него.

Эпидот встречается в виде очень мелких зерен и часто ассоциирует в своем распространении с биотитом и рудным минералом, причем последний образует оторочки у кристаллов эпидота.

Очень тесно как по своему внешнему облику, так и по распространению, с хлорито-актинолитито-эпидотовыми сланцами связаны породы, выделяемые в отдельную группу кварцево-хлоритовых сланцев. Внешне они почти не отличаются от ранее описанных пород, несколько выделяясь лишь более светлыми, серовато-зелеными, светло-зелеными тонами. Они близки и по своей петрографической характеристике, отличаясь от них лишь большим содержанием кварца, количество которого в отдельных разностях достигает до 60%. В некоторых образцах встречаются отдельные более крупные зерна кварца, достигающие в диаметре 2—3 мм. Другой отличительной чертой этих пород является наличие более четкой и лучше выраженной слоистости. Породы этой группы распространены в тех или иных количествах во всех разрезах белкудукской свиты.

К следующей категории относятся порфириды и связанные с ними кварцево-полевошпатово-слюдяные сланцы, часть которых, несомненно, образовалась за счет метаморфизма, туфов этих эффузивов. Макро- и микроскопически эти породы вполне аналогичны соответствующим группам пород татпенской свиты, описанным ранее. Развиты они в нижней части белкудукской свиты. Однако резкое преобладание их наблюдается в южных разрезах (притоки сая Джайде, р. Белеуты).

Кроме перечисленных выше пород, для некоторых разрезов белкудукской свиты характерно наличие железистых кварцитов и сопровождающих их пород. Внешне железистые кварциты представляют собой черные, с металлическим блеском, достаточно плотные породы, в большинстве случаев чередующиеся с фиолетовыми, серыми, красными, яшмовидными кварцитами. В отдельных разностях этих пород удается достаточно четко наблюдать тоненькие прожилки эпидота. Железистые и безрудные кварциты часто залегают внутри прослоев зеленоватых, коричневатозеленоватых, красноватых тонкозернистых кварцево-гематитовых и кварцево-гематито-серицитовых сланцев.

Помимо перечисленных выше пород, в составе белкудукской свиты сравнительно редко встречаются коричневые, серовато-коричневые мелкокристаллические доломитовые мраморы, содержащие, как правило, 20—25% кварца, который встречается в виде отдельных рассеянных зерен.

Первоначальный характер большинства пород белкудукской свиты расшифровывается относительно легко, особенно при наличии в них реликтовых структур. Не вызывает никаких сомнений эффузивный характер порфиритоидов и порфиридов. Первые из названных пород образовались при метаморфизме разнообразных основных и средних эффузивов, прежде всего за счет метаморфизма плагиоклазовых порфиритов и более основных пород типа диабазовых порфиритов.

Пространственно тесно связана с порфиритоидами группа хлорито-актинолитито-эпидотовых сланцев, являющихся скорее всего метаморфизованными туфами основных эффузивов. Об этом свидетельствует их минералогический состав, близкий к минералогическому составу порфиритоидов. В то же время в некоторых разностях сохранилась первичная слоистость, отсутствующая в эффузивных породах. Кварцево-хлоритовые сланцы, развитые довольно широко, являются, вероятно, метаморфизованными осадочными породами с некоторой примесью вулканогенного материала.

Не вызывает никаких сомнений первичный характер порфиридов, образовавшихся за счет метаморфизма кварцевых порфиров и фельзитов, о чем свидетельствуют их реликтовые порфировые структуры и состав. Кварцево-полевошпатово-слюдяные сланцы, тесно связанные в своем распространении в разрезе с порфиридами, представляют собой, вероятнее всего, метаморфизованные туфы кварцевых порфиров и фельзитов.

Кроме эффузивных и туфогенных осадочных образований, в составе белкудукской свиты распространены породы, являющиеся метаморфизо-

ванными аналогами осадочных пород. К этой группе мы прежде всего должны отнести мраморы, железистые кварциты и некоторые сланцы. Эти породы распространены в виде небольших по мощности и, вероятно, достаточно быстро выклинивающихся по простиранию пачек. Встречаются они, как это видно из описания конкретных разрезов, лишь в некоторых районах развития белкудукской свиты.

Прежде чем перейти к описанию лежащих выше толщ, хотелось бы еще раз подчеркнуть характерные черты строения белкудукской свиты. Нижняя часть белкудукской свиты в северной части района построена неодинаково. В районе горы Акшоки, на породах татпенской свиты, залегает мощная пачка порфироидов и тесно ассоциирующихся с ними хлорито-актинолитовых и хлорито-актинолито-эпидотовых сланцев. Прослой порфироидов и кварцево-полевошпатово-слюдяных сланцев встречаются сравнительно редко и, как правило, очень маломощны. В районе разреза Белкудук нижняя часть свиты представлена сложным чередованием порфироидов, хлорито-актинолитовых, хлорито-актинолито-эпидотовых и кварцево-хлоритовых сланцев с порфироидами и кварцево-полевошпатово-слюдяными сланцами. Местами порфироиды и сопровождающие их сланцы даже преобладают в разрезе.

Выше по разрезу в белкудукской свите появляются мощные пачки порфироидов и зеленых сланцев мощностью до 450 м. Таких пачек в средней части разреза белкудукской свиты, по-видимому, две, и они разделены почкой порфироидов и кварцево-полевошпатово-слюдяных сланцев. Мощность порфироидов и сланцев около 150 м. Самая верхняя часть белкудукской свиты представлена порфироидами и зелеными сланцами, содержащими маломощные (до 5 м) прослой фиолетовых, серовато-фиолетовых порфироидов с отчетливыми реликтами флюидальной текстуры. Вверх по разрезу количество прослоев порфироидов увеличивается. Общая приближительная мощность белкудукской свиты 1000—1500 м.

Сравнивая более южные разрезы (район среднего течения рек Дюсембай и Белеуты), мы видим, что мощность белкудукской свиты здесь не превышает 800—850 м. Такое сокращение мощности возможно связано с тем, что верхние горизонты белкудукской свиты перекрыты лежащими резко трансгрессивно отложениями кумолинской свиты. В районе северных притоков сая Джийде и р. Белеуты в составе белкудукской свиты появляются железистые кварциты, кварцево-хлоритовые сланцы, порфироиды и кварцево-полевошпатово-слюдяные сланцы и одновременно с этим резко уменьшается количество порфироидов. Аналогичные изменения наблюдаются и в разрезах, располагающихся вдоль западного крыла Майтубинского антиклинория.

Кумолинская свита

Как уже упоминалось ранее, эти породы залегают на подстилающих их образованиях с резким азимутальным несогласием, четко выявляющимся при картировании контакта основания кумолинской свиты с подстилающими толщами. Тем не менее в основании данной свиты мы не всегда обнаруживаем конгломераты. Базальные конгломераты хорошо прослеживаются лишь в южной части западного крыла Карсакпайского синклинория.

Распространены отложения кумолинской свиты довольно широко. Они обнажаются в виде двух меридионально вытянутых полос, располагающихся в краевых частях Карсакпайского синклинория.

Поскольку в пределах восточного крыла синклинория породы кумолинской свиты изменены процессами альбитизации и превращены в порфиро-бластические гнейсы, описание отдельных разрезов мы начнем с менее измененных разрезов западного крыла.

Кумолинская свита состоит из серых, светло-серых, зеленовато-серых микрозернистых, blastsаммитовых и blastsпорфировых кварцево-сланцевых и кварцево-сланцево-полевошпатовых сланцев и метаморфизованных конгломератов. Среди этих пород в подчиненном количестве встречаются порфирииды, кварцитовидные сланцы и мраморы. В западном крыле Карсакпайского синклинария отложения кумолинской свиты развиты очень широко. Наиболее северный их разрез известен в районе верхнего течения р. Кумолы к западу от пос. Карсакпай, где распространены серые, желтоватые, кварцево-мусковитовые и кварцево-мусковито-полевошпатовые сланцы. В верхней части свиты они постепенно сменяются серовато-зелеными тонколистоватыми кварцево-хлорито-сланцевыми сланцами.

Такое строение кумолинской свиты сохраняется в пределах западного крыла Карсакпайского синклинария на всей территории от верховьев р. Кумолы до широтной излучины р. Дюсембай.

В районе широтного отрезка р. Дюсембай ее строение несколько меняется. Здесь удается наблюдать следующий разрез (снизу вверх):

1. В основании видимой части разреза залегают серые, желтоватые, кварцево-сланцевые сланцы. В выветрелых разностях этих пород отчетливо видны blastsаммитовые структуры. Среди этих пород встречаются отдельные более плотные прослои серых тонкозернистых кварцитовидных сланцев. Приблизительная мощность этих пород около 800—1000 м. Весьма вероятно, что мощность этой пачки несколько преувеличена за счет дополнительной мелкой складчатости.

2. Зеленые, зеленовато-серые тонкие кварцево-хлоритовые и кварцево-хлорито-сланцевые сланцы. Приблизительная мощность пачки сланцев около 200—250 м.

3. Кварцево-хлоритовые сланцы сменяются серыми и коричневатыми мелкозернистыми кварцитовидными сланцами. Приблизительная мощность кварцитовидных сланцев около 200 м.

4. Выше по разрезу кварцитовидные сланцы начинают переслаиваться с темно-серыми и зеленовато-серыми кварцево-хлоритовыми сланцами. Среди этих пород встречаются отдельные прослои серых, серовато-зеленых порфириидов. Приблизительная мощность пачки около 100—150 м.

Породы пачек 3—4 пронизаны многочисленными дайками диабазов и габбро-диабазов. Вверх по разрезу отложения кумолинской свиты совершенно постепенно сменяются породами лежащей выше керегатасской свиты.

Южнее, в районе верхнего течения южного сая Тумурза, отложения кумолинской свиты обнажены крайне незначительно. Тем не менее имеющиеся данные позволяют утверждать, что ее строение в этом районе сходно с приведенным выше.

Еще далее на юг отложения кумолинской свиты перекрываются сравнительно маломощным чехлом пород мезозоя и вновь вскрыты лишь в районе северных притоков сая Джийде. В долине Южного сая нами был описан следующий разрез кумолинской свиты (снизу вверх):

1. В основании свиты залегает пачка метаморфизованных конгломератов светло-серого цвета, содержащих гальку разнообразных горных пород. Размеры галек колеблются от 10—15 см в диаметре до 1—2 см (фиг. 5). В составе гальки были обнаружены разнообразные порфирииды, кварцево-сланцево-полевошпатовые сланцы, кварциты, железистые кварциты, мраморы и другие породы. Большинство этих горных пород весьма сходно с породами татпенской и белкудукской свит, обнаженных на этих же участках западного крыла Карсакпайского синклинария. Цемент конгломератов кварцево-сланцевой. Пачка конгломератов содержит в разных частях разреза маломощные прослои светло-серых, кварцево-сланцевых сланцев с отчетливыми blastsаммитовыми структурами. Приблизительная мощность пачки метаморфизованных грубообломочных пород около 300—350 м.

2. Лежащие выше части кумолинской свиты представлены светло-серыми и серыми кварцево-сланцевыми сланцами. С конгломератами сланцы связаны постепенными переходами. В пачке конгломератов в верхней ее части размеры гальки уменьшаются, после чего они сменяются кварцево-сланцевыми сланцами, содержащими отдельные мелкие (до 3—4 мм) обломки. Среди сланцев встречаются прослои порфириидов, мелкозернистых, с вкраплениями кварца и полевого шпата. В верхней части пачки появляются прослои хлоритовых сланцев зеленовато-серого цвета, тонколистоватых. Приблизительная мощность пачки около 600—650 м.



Фиг. 5. Конгломераты кумолинской свиты в районе р. Белеуты.

В самой южной части западного крыла Карсакпайского синклинория, в районе р. Белеуты и Аккийк сая, известны лишь нижние части разреза кумолинской свиты, представленные также пачкой метаморфизованных конгломератов (фиг. 5). Мощность их не превышает 300—350 м.

Сопоставляя между собой отдельные разрезы кумолинской свиты западного крыла Карсакпайского синклинория, мы видим, что по мере движения на юг в составе кумолинской свиты все большую роль приобретают различные обломочные образования (бластопсаммитовые сланцы, конгломераты), а в верхней части свиты появляются прослои порфиroidов.

Восточная полоса выходов кумолинской свиты может быть прослежена от левобережья р. Кумолы до левого притока р. Дюсембай — Ащпсая. В восточном крыле синклинория эти образования часто превращены в порфиробластовые гнейсы, что сильно затрудняет сопоставление их с породами кумолинской свиты западного крыла синклинория. Однако среди полей порфиробластовых гнейсов обнаруживаются участки слабо измененных пород, весьма сходных с породами кумолинской свиты западного крыла синклинория.

Более полные разрезы пород кумолинской свиты в восточном крыле синклинория скрыты в береговых обрывах рек Кумолы и Керегетас. В долине р. Кумолы был описан следующий разрез горных пород (снизу вверх):

1. Самые нижние части кумолинской свиты вскрыты в 1,5 км западнее контакта докембрийских и девонских пород, где они обнажены в ядре антиклинальной складки. Здесь развита толща зеленых, светло-зеленых, темно-зеленых кварцево-серицитовых и кварцево-мусковитовых сланцев. В сланцах видны порфиробласты полевого шпата, которые в ряде случаев располагаются, не считаясь со сланцеватостью пород. Отдельные прослои сланцев превращены в плагиоклазовые гнейсы. Особенно много этих пород в нижней части пачки. В западном крыле антиклинальной складки, среди сланцев, была обнаружена линза белых, серых, иногда бурых среднекристаллических мраморов 150—200 м мощности и 300—400 м длиной. Переход между сланцами и мраморами постепенный, т. е. в приконтактных частях линзы появляются прослои буровато-серых, зеленовато-серых, кварцево-слюдяно-карбонатных сланцев. Приблизительная мощность нижней части кумолинской свиты около 1000 м.

2. Выше по разрезу прослеживается пачка кварцево-мусковитовых сланцев, окрашенных в более светлые желтовато-серые и светло-серые тона. Среди этих по-

род встречаются отдельные прослои серых и коричневатых-серых мраморов до 5—10 см мощности. В основании пачки светлоокрашенные сланцы переслаиваются более темными, зелеными сланцами, характерными для нижнего горизонта. В пачке сланцев, особенно в верхней ее части, появляются прослои мигматизированных пород (плагноклазовых, порфиробластических гнейсов), среди которых встречаются отдельные массивные разности, напоминающие настоящие интрузивные породы. В сланцах, на правом берегу р. Кумолы, встречен пятиметровый прослой кварцево-магнетитовых пород. Приблизительная мощность сланцев около 600 м.

Верхняя часть разреза кумолинской свиты в районе р. Кумолы обнажена очень плохо. Отсутствующие в этом разрезе верхние горизонты обнажены в долине р. Керегатас, где они представлены в различной степени альбитизированными кварцево-сланцевыми и кварцево-сланцево-хлоритовыми сланцами.

Таким образом, мы видим, что в приведенных выше разрезах кумолинская свита представлена чередованием кварцево-сланцевых, кварцево-сланцево-хлоритовых, кварцево-сланцево-полевошпатовых сланцев, содержащих отдельные линзы и прослои мрамора, а также редкие пачки более темных кварцево-хлоритово-актинолитовых и кварцево-хлоритово-эпидотовых сланцев. Очевидно редко встречаются отдельные прослои гематитосодержащих сланцев и порфироидов. Эти породы альбитизированы и часто превращены в плагноклазовые и порфиробластические гнейсы. Аналогичное строение имеет кумолинская свита и в более южных районах восточного крыла Карсакпайского синклиниория, где породы ее вскрыты в долине сая Сарыбулак и вдоль левых притоков р. Дюсембай. К югу от Апциса отложения кумолинской свиты перекрываются третичными образованиями, и их выходы южнее среднего течения р. Дюсембай неизвестны.

Петрографическое изучение пород кумолинской свиты показывает существенные различия между породами восточного и западного крыла Карсакпайского синклиниория. В восточном крыле широко развиты метаморфизованные породы, основная масса которых представлена порфиробластовыми плагноклазовыми гнейсами. Эти породы развиты только в восточном крыле Карсакпайского синклиниория и образуют меридионально вытянутую полосу выходов, протягивающуюся от района р. Кумолы до среднего течения р. Дюсембай.

Макроскопически порфиробластические гнейсы очень разнообразны. Практически в восточном крыле синклиниория можно обнаружить все переходы от неизмененных сланцев к порфиробластическим гнейсам. Вполне естественно, что в таких случаях любая попытка выделить какие-либо петрографические типы пород в ряду гнейсов — сланцы будет в известной мере условна; здесь гнейсы сохраняют тонкую полосчатость и сланцеватость, столь характерную для сланцев кумолинской свиты. Эти структуры и текстуры отсутствуют лишь в наиболее массивных, гипидиоморфнозернистых прослоях, являющихся, по существу, плагногранито-гнейсами. При более детальном картировании и изучении удастся выявить, что очень часто отдельные полосы гнейсов по простиранию сменяются сланцами.

Минералогический состав гнейсов довольно прост и постоянен. Наблюдаются лишь вариации в количественных соотношениях минералов. Гнейсы характеризуются присутствием всего лишь четырех минералов — альбита, кварца, мусковита и хлоритизированного биотита. Акцессорные минералы представлены турмалином, апатитом и гранатом, который встречается очень редко. Кроме этих минералов, в породах часто встречается биотит второй генерации, образующийся по трещинкам в породах. В качестве вторичных минералов иногда встречаются небольшие овальные зерна эпидота.

По различным количественным сочетаниям упомянутых выше минералов среди гнейсов можно выделить следующие разновидности: существенно кварцевые среднезернистые порфиробластовые гнейсы, сланцево-кварцево-альбитовые гнейсы и мелкозернистые альбитовые гнейсы. Кроме

выделенных разновидностей, довольно часто встречаются породы, характеризующиеся частичной альбитизацией, выражающейся в появлении одиночных, как правило мелких порфирообразов альбита и тонких полевошпатовых прожилков.

Вообще в разрезах восточного крыла синклиория почти все породы, если не подвергаются альбитизации, то все же несут на себе следы более сильного метаморфизма, выражающегося в большей раскристаллизации их по сравнению с породами западного крыла.

Процесс образования плагиогранито-гнейсов и плагиоклазовых порфираблестовых гнейсов не совсем ясен. Л. И. Филатова (1956), изучавшая аналогичные процессы мигматизации в более древних толщах, пишет, что «общий количественно-минералогический состав порфираблестовых гнейсов близок к составу вмещающих сланцев» (стр. 14). В западном крыле Карсакпайского синклиория, при полном отсутствии процессов альбитизации, в составе кумолинской свиты выделяются следующие разновидности пород: 1) сланцы кварцево-мусковитовые, кварцево-мусковитово-полевошпатовые, кварцево-полевошпатовые и другие; 2) кварцево-слюдяные, кварцево-слюдяно-хлоритовые и кварцево-слюдяно-полевошпатовые сланцы с бластосаммитовыми структурами и метаморфизованные конгломераты; 3) кварцитовидные, существенно кварцевые сланцы; 4) порфиroidы; 5) мраморы.

Прежде чем перейти к описанию этих пород, необходимо заметить, что в отдельных разрезах кумолинской свиты бывают представлены не все упомянутые выше разновидности. Кроме того, их количественные соотношения в разных разрезах будут различны.

Из приведенных выше петрографических типов пород наиболее широко распространены кварцево-мусковитовые, кварцево-мусковито-полевошпатовые и другие сланцы. Это серые, желтовато-серые, зеленоватые сланцы. В некоторых разностях отчетливо удается различить их зернистое строение. Сланцеватость в этих породах, как правило, совершенная. При выветривании слюдястые минералы выносятся, и остается лишь кварцевый каркас, характеризующийся мелкопористой поверхностью.

Структуры пород лепидограноблестовые и гетероблестовые, текстуры сланцеватые. Для этих пород характерны широкие вариации минералогического состава. Кроме породообразующих минералов, в этих породах встречаются в большом количестве серицит, развивающийся, вероятно, за счет полевого шпата, эпидот, биотит, циркон, рутил, гематит и магнетит.

Породы этой группы обычно состоят из агрегата кварца, имеющего мозаичное или торцовое сочленение, хлорита, дающего скопление неправильной или линзообразной формы, мелкочешуйчатого мусковита, серицита и биотита. Полевой шпат встречается далеко не во всех разновидностях сланцев. В случае его присутствия в породе он дает мелкокристаллические скопления линзообразной формы. Породы часто полосчатые, что зависит от чередования прослоев разного минералогического состава. Сланцы этого типа весьма характерны для большинства разрезов кумолинской свиты — северной половины изученного района.

К этому типу близки по своему минералогическому составу бластосаммитовые сланцы, отличающиеся в основном лишь структурами. Если состав этих пород сохраняется прежним — кварц, мусковит, серицит, полевой шпат, биотит, хлорит, эпидот и другие минералы, то структуры их резко различаются. Текстуры этих пород сланцеватые, структуры бластосаммитовые. Основная масса породы характеризуется лепидограноблестовыми структурами (фиг. 6).

Макроскопически это стальнo-серые, зеленоватые, иногда фиолетовые сланцы, в которых отчетливо видны отдельные более крупные обломки кварца и полевых шпатов.



Фиг. 6. Сланец с обломками полевого шпата. Кумолинская свита.
Увел. 30. С одним николем

Под микроскопом в них отчетливо видна основная масса, представленная лепидогранобластовыми агрегатами кварца, мусковита, серицита, реже хлоритизированного биотита. Средняя величина зерен $0,1-0,04$ мм. Количество отдельных минералов в основной массе крайне непостоянно. Все же почти всегда в ней резко преобладает кварц, достигая иногда 50—60%.

В мелкозернистой основной массе как бы плавают отдельные обломки кварца, полевого шпата, реже сфена, циркона, апатита, турмалина и магнетита, достигающих максимальной величины 3—4 мм. Границы обломков в большинстве случаев резкие и четкие, реже корродированные, как бы расплывающиеся в основной массе.

Кроме обломочных частиц, представленных отдельными минералами, встречаются обломки разнообразных пород. Среди обломков обнаружены порфиритоиды, порфириоиды и графитовые микрокварциты. Количество обломков в сланцах заметно возрастает по мере движения на юг. Форма обломков часто зависит от их состава и размеров. Обломки кварца чаще всего характеризуются остроугольными очертаниями, в то время как полевые шпаты представлены обломками более округлой формы. Большинство крупных обломков сильно катаклазировано и растянуто вдоль направления сланцеватости. Трещины в обломках заполнены кальцитом или мелкозернистым агрегатом вторичного кварца, слюды и хлорита. Такие же новообразования кварца, слюды и хлорита распространены за крупными обломками, в местах ослабленного давления.

Среди blastopсаммитовых сланцев разных районов западного крыла можно заметить некоторое различие и в составе основной массы. Если в северной части изученного района основная масса сланцев состоит из кварца, мусковита и хлорита, то в более южных районах в составе ее обнаруживается значительное количество полевого шпата, а в разрезе р. Белеуты появляются значительные количества магнетита, иногда сидерита, а также небольшие количества кианита и андалузита. Как и в предыдущей группе, в этих породах отчетливо видна полосчатость, совпадающая с первичной слоистостью.

Метаморфизованные конгломераты характеризуются таким же составом цемента и отличаются лишь размером обломков и коли-

чеством их. Наиболее широко развиты породы этой группы в районе северных притоков сая Джийде и в западной части р. Белеуты.

Кварцитовидные сланцы отличаются от предыдущих пород существенно кварцевым составом. Средний размер кварцевых зерен 0,02—0,05 мм. Кроме кварца, в этих породах встречаются серицит, гематит и иногда графит. При более крупных размерах кварцевых частиц эти породы превращаются в микрокварциты.

Кроме этих пород, в разрезе кумолинской свиты, преимущественно в верхних частях ее, распространены линзы мраморов, окрашенных в светло-серые, коричневатые-серые тона. Размеры линз крайне непостоянны — от нескольких метров до нескольких сотен метров в длину при ширине от 15 до 70 м. Наиболее крупные линзы встречены в разрезе р. Кумолы. Микроскопическое изучение этих пород показывает, что здесь в основном развиты среднезернистые доломитовые мраморы. Средний размер кристаллов доломита около 0,05 мм. На фоне этой массы отчетливо выступают отдельные сноповидные участки, характеризующиеся более крупнокристаллическим сложением. Мраморы, как правило, содержат довольно значительное количество (до 10—12%) зерен кварца, рассеянных по всей массе породы. Очень редко наблюдаются мелкие зерна плагиоклаза. Породы секутся мелкими карбонатными и кварцево-карбонатными прожилками, вблизи которых мраморы становятся более крупнозернистыми.

В южных разрезах кумолинской свиты и в ряде северных разрезов встречаются порфиroidы, образовавшиеся за счет метаморфизма кварцевых порфиров и фельзитов. Для этих пород характерны blastoporphiroвые структуры и сланцеватые текстуры. Макроскопически это серые, зеленоватые-серые, черные, достаточно плотные породы, некоторые из них содержат хорошо различимые вкрапления кварца и полевого шпата.

Минералогический состав их следующий: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, эпидот, иногда цоизит, мусковит, хлорит, кальцит; акцессорные — циркон, апатит, и рудные — магнетит, пирит.

Основная масса порфиroidов характеризуется микрогранобластовыми структурами и состоит из перекристаллизованного агрегата кварца и калиевого полевого шпата. Очень редко встречаются участки, обогащенные отдельными мелкими кристаллами плагиоклаза. Величина частиц основной массы колеблется от 0,01 до 0,04 мм. В одном шлифе удалось обнаружить реликты микропегматитовой структуры. Иногда встречаются довольно крупные пластинки мусковита и серицита, величина которых обычно не превышает 0,1—0,2 мм.

Blastoporphiroвые структуры некоторых разновидностей обусловлены наличием реликтов первичных вкрапленников, величина которых колеблется от 0,3—0,6 до 3 мм. В blastoporphiroвых выделениях обнаружены плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Плагиоклаз образует таблитчатые формы, иногда с сильно корродированными краями, обычно сильно серицитизирован, иногда карбонатизирован. Калиевый полевой шпат находится также в виде довольно крупных таблитчатых вкрапленников, иногда определяемых как микроклин. Кварц во вкрапленниках обычен, но иногда не превышает 5—7% от общего их числа. Зерна кварца катаклазированы.

Кроме blastoporphiroвых выделений, в породе встречаются порфиробластовые выделения альбита. Они характеризуются менее четкими границами и содержат пойкилобластовые включения кварца и полевых шпатов. Фельзитовидные разновидности описанных выше пород имеют состав основной массы, аналогичный описанным выше, но совершенно не содержат blastoporphiroвых выделений.

Химический состав (%) порфиroidов кумолинской свиты следующий (обр. 234/54): SiO_2 — 73,18; TiO_2 — 0,46; Al_2O_3 — 12,05; Fe_2O_3 — 3,62;

FeO — 0,82; MnO — 0,01; CaO — 0,16; MgO — 0,42; Na₂O — 1,82; K₂O — 6,15; P₂O₅ — 0,53; H₂O⁺ — 0,30; H₂O⁻ — 0,20; CO₂ — 0,14; сумма — 99,92. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Е. С. Шишова.

При пересчете анализа, по методу А. Н. Заварицкого, получаются следующие коэффициенты, весьма сходные с коэффициентами дацит-порфиров, приведенным А. Н. Заварицким (1950).

№ образца	a	b	c	s
234/54	12,3	7,2	0,2	80,3
Дацит-порфир, по А. Н. Заварицкому	13	5,7	0,9	80,4

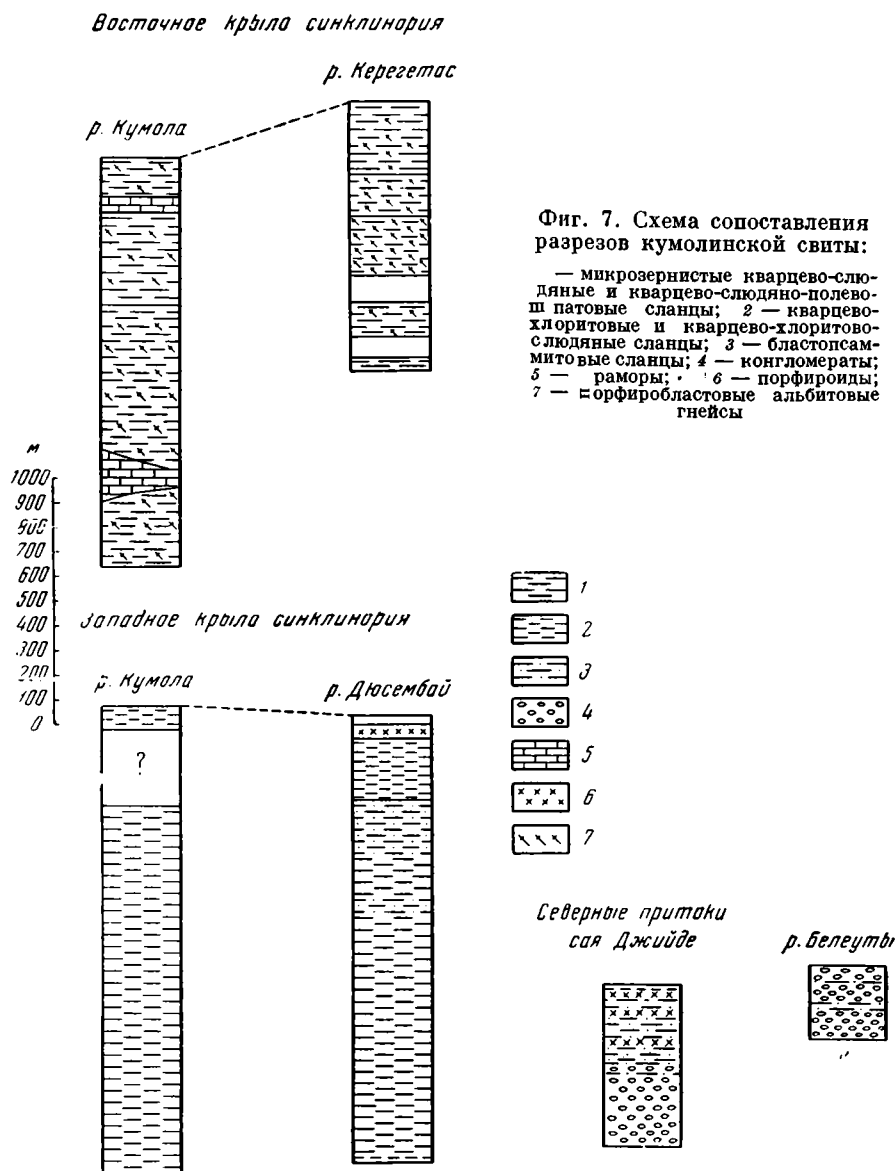
Рассматривая петрографическое описание пород кумолинской свиты, нетрудно видеть, что здесь мы имеем два различных генетических типа пород. Первый тип представлен порфироидами, вулканогенное происхождение которых не вызывает никаких сомнений, благодаря наличию первичных вкрапленников и реликтов структур, свойственных вулканогенным породам. Ко второму типу необходимо отнести группы кварцево-слюдяных, кварцитовидных сланцев и мраморов, являющихся метаморфическими производными типичных осадочных пород.

Имеются и переходные типы пород, представленные группой blastsammitовых сланцев, которым свойственна полосчатость и обломочные структуры, говорящие о принадлежности их к группе осадочных пород. В то же время их минералогический состав, близкий к составу порфироидов, заставляет рассматривать их в качестве туфогенных образований. Если это предположение верно, то blastsammitовые сланцы могут рассматриваться в качестве обломочных туфов.

Изучая разные разрезы кумолинской свиты в пределах западного и восточного крыльев синклиория, легко можно увидеть, что они довольно существенно отличаются друг от друга (фиг. 7). Естественно рассмотреть такие различия между отдельными разрезами по простиранию, в пределах одного и того же крыла, и вкрест простирания синклиория, т. е. посмотреть, насколько различны между собой породы кумолинской свиты западного и восточного крыла. Относительно второго вопроса крайне мало данных, поскольку в пределах восточного крыла породы кумолинской свиты подвергались дополнительным изменениям в связи с альбитизацией. Различие в строении кумолинской свиты в двух крыльях заключается лишь в том, что в восточном крыле значительно шире развиты мраморы и кварциты, почти отсутствуют порфироиды и резко сокращено количество blastsammitовых сланцев.

Трудно выяснить фациальную изменчивость пород кумолинской свиты по простиранию восточного крыла синклиория, во-первых, из-за широко развитых в них процессов альбитизации, а во-вторых, из-за того, что на юге они перекрыты каменноугольными отложениями и не обнажаются. Поэтому здесь мы в основном рассмотрим строение кумолинской свиты в западном крыле. Если на севере (р. Кумолы и другие разрезы) мы встречаем почти сплошное развитие метаморфических аналогов осадочных пород (кварцево-слюдяные и кварцитовидные сланцы), то по мере движения на юг, в разрезах все более широкое развитие получают грубообломочные и вулканогенные породы. Причем сначала в разрезе р. Дюсембай появляются туфы (blastsammitовые сланцы), а затем и порфироиды (северные притоки р. Джийде).

Породы кумолинской свиты смяты в многочисленные, сложные, часто изоклинального строения, мелкие складки. Более крупные складки, обнаруженные в этих породах при картировании, построены проще.



Фиг. 7. Схема сопоставления разрезов кумолинской свиты:

— микрозернистые кварцево-слюдяные и кварцево-слюдяно-полевошпатовые сланцы; 2 — кварцево-хлоритовые и кварцево-хлоритово-слюдяные сланцы; 3 — бластопамятные сланцы; 4 — конгломераты; 5 — раморы; 6 — порфиroidы; 7 — порфириобластовые альбитовые гнейсы

Приблизительная мощность кумолинской свиты может быть оценена в 1000—1500 м. Однако не исключена возможность, что истинная мощность несколько меньше, поскольку в районах р. Белеуты и Шаупкельская ширина выходов пород кумолинской свиты, считая от ее контакта с белкудукской свитой до основания керегетасской свиты, невелика, порядка 900—1000 м.

Керегетасская свита

Вверх по разрезу отложения кумолинской свиты постепенно сменяются лежащими выше породами, выделяемыми в керегетасскую свиту. Ниж-

няя граница этой свиты проводится по появлению в разрезе 100—50-метровой пачки порфиритоидов. Более мелкие пачки порфиритоидов спорадически встречаются и ниже по разрезу в составе кумолинской свиты. Тем не менее, по мощной пачке порфиритоидов нижняя граница керегетасской свиты проводится достаточно четко. Вполне естественно, что при таком чисто петрографическом принципе разделения верхнего вулканогенного комплекса на свиты возникает вопрос о точной стратиграфичности границы между ними. Однако близкий порядок мощностей керегетасской свиты в разных разрезах и четкое сопоставление отдельных разрезов позволяет предполагать, что в изученном районе нижняя граница керегетасской свиты располагается на одном стратиграфическом уровне.

Отложения керегетасской свиты, выделенные в южной части Карсакпайского синклинория, пользуются достаточно широким распространением в обоих его крыльях. Она состоит из прослоев плотных темно-зеленых миндалекаменных порфиритов и хлорито-актинолитово-эпидотовых сланцев, переслаивающихся пачками тонкослоистых, плотных, кварцево-сланцево-плагноклазовых сланцев серого и зеленовато-серого цветов. В верхней части керегетасской свиты появляются крупные линзы слоистых мраморов.

В восточном крыле синклинория встречены небольшие прослои железистых кварцитов.

В западном крыле отложения керегетасской свиты обнажаются в виде непрерывной полосы от верховьев сая Карсакпай на севере до р. Белеуты на юге. К северу от сая Карсакпай они срезаются широтным нарушением, проходящим в районе левого берега северного сая Тумурза, южнее р. Белеуты — погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения. Наиболее хорошие разрезы этих пород встречены в долинах рек Кара-Кергетас, Дюсембай, в северных притоках сая Джайде и р. Белеуты.

Наиболее северный разрез керегетасской свиты в западном крыле Карсакпайского синклинория известен в районе верхнего течения р. Кумолы, где обнажены, к сожалению, лишь нижние ее части, сложенные массивными порфиритоидами с вулканическими бомбами (фиг. 8), переслаивающимися с пачками кварцево-сланцевых сланцев. Видимая мощность свиты в этом разрезе около 400 м.

Далее на юг хорошо обнаженный разрез керегетасской свиты встречается лишь в районе широтного отрезка р. Дюсембай. Здесь обнажаются (снизу вверх):

1. Зеленые, темно-зеленые порфиритоиды, содержащие отдельные прослои актинолитово-хлоритовых, актинолитово-хлоритово-эпидотовых сланцев. Порфиритоиды прорывы мелкими телами габбро-диабазов. Азимут падения этих пород ЮВ 100°, угол падения 70°. Приблизительная мощность около 170 м.

2. Серые, зеленовато-серые, кварцево-сланцево-полевошпатовые и кварцево-сланцево-полевошпатово-хлоритовые сланцы с отчетливыми blastopсаммитовыми структурами. В верхней части пачки появляются прослои серых, тонкослоистых, кварцево-сланцево-хлоритовых сланцев. Приблизительная мощность пачки сланцев около 250 м.

3. Сланцы сменяются пачкой порфиритоидов, аналогичных пачке 1. Приблизительная мощность этих пород около 170—200 м.

4. На порфиритоидах залегают серые, стальнo-серые, зеленовато-серые кварцево-сланцево-полевошпатовые и кварцево-сланцево-полевошпатово-хлоритовые сланцы. Приблизительная мощность сланцев около 50 м.

5. Сланцы сменяются 60-метровой пачкой порфироидов, в основании которой залегают фиолетовые плотные порфироиды с отчетливыми флюидальными текстурами.

6. Самые верхние части керегетасской свиты в районе широтного отрезка р. Дюсембай рассечены большим количеством разломов, ввиду чего описать их достаточно подробно невозможно. Здесь распространены порфиритоиды, кварцево-хлоритовые и кварцево-сланцево-полевошпатовые сланцы. Однако наиболее характерной чертой этой части разреза керегетасской свиты является наличие крупных линз светлых слоистых доломитовых мраморов. Приблизительная мощность этой части разреза керегетасской свиты около 500 м.



Фиг. 8. Порфиритоиды с вулканическими бомбами и «pillow» текстурами в долине р. Кумолы. Керегетасская свита

Южнее северного сая Тумурза породы керегетасской свиты обнажены плохо. Здесь встречаются отдельные разрозненные выходы их, в которых вскрыты различные по своему положению в разрезе пачки.

В районе северных притоков сая Джийде нижняя часть керегетасской свиты представлена пачкой порфиритоидов и актинолит-хлоритовых и актинолит-хлорито-эпидотовых сланцев. В верхней части распространены кварцево-хлорито-полевошпатовые сланцы с линзами мраморов.

В районе р. Белеуты и Аккийкса обнажены лишь нижние части разреза керегетасской свиты, представленные порфиритоидами и зелеными сланцами.

В восточном крыле образования керегетасской свиты прослеживаются в виде меридионально вытянутой полосы шириной в 2—5 км, лишь местами перекрытой отложениями мезозоя и кайнозоя. Процесс альбитизации, широко развитый в этой части Карсакпайского синклинория, распространился и на породы керегетасской свиты. Наиболее широко он проявился в районе Турашасая, где мы можем наблюдать альбитизацию самых верхних горизонтов керегетасской свиты. В остальных разрезах альбитизация наблюдается лишь в виде частичного изменения отдельных пачек пород. Однако даже в тех разрезах, где породы керегетасской свиты альбитизированы, она отчетливо распознается по чередованию пачек меланократовых и лейкократовых пород. Наиболее хорошо обнаженный разрез керегетас-

ской свиты располагается в районе верхнего течения р. Керегетас, где эти породы вскрыты в почти непрерывных обнажениях на расстоянии около 3 км. Здесь снизу вверх удается наблюдать следующую последовательность горных пород:

1. Отложения кумолинской свиты вверх по разрезу сменяются зелеными, ярко-зелеными, темно-зелеными актинолитово-хлоритовыми, актинолитово-хлоритово-эпидотовыми сланцами, среди которых встречаются отдельные более плотные разности, с сохранившейся порфириновой структурой.

В верхней части пачки порфиритоидов и зеленых сланцев содержатся отдельные прослои серовато-зеленых, коричневатозеленых, плотных, тонкополосчатых кварцево-биотитово-полевошпатовых и кварцево-биотитово-полевошпатово-карбонатных сланцев. Некоторые разности этих пород содержат порфиробласты полевого шпата. Азимут падения пород ЮЗ 250°, угол падения 60—70°. Приблизительная мощность около 250—300 м.

2. Выше залегают зеленоватосерые, серые, стальносерые, тонкие кварцево-хлоритово-полевошпатовые, кварцево-хлоритовые сланцы, с blastopсаммитовыми структурами. Сланцы пронизаны многочисленными кварцево-сидеритовыми жилками. Выше по разрезу в сланцах появляются многочисленные линзы белых, коричневатобелых плотных среднекристаллических мраморов, а также прослои и более крупные пачки зеленоватых, белых, тонкополосчатых кварцево-биотитово-полевошпатовых сланцев. Приблизительная мощность этой пачки пород около 300—350 м.

3. Вверх по разрезу эти породы сменяются пачкой светло-зеленых, фиштакково-зеленых порфиритоидов, в нижней части которых встречаются линзы темносерых и коричневых мраморов. Отдельные разности порфиритоидов характеризуются отчетливыми миндалекаменными структурами. Приблизительная мощность порфиритоидов около 250 м.

4. Выше порфиритоиды сменяются серовато-зелеными тонкополосчатыми кварцево-биотитово-полевошпатовыми и кварцево-биотитово-полевошпатово-карбонатными сланцами, в верхней части которых встречаются полосчатые белые тонкозернистые кварциты и мраморы, содержащие маломощный горизонт железистых кварцитов. Азимут падения пород ЮЗ 270°, угол падения 50°. Приблизительная мощность около 140 м.

5. Далее вверх по разрезу опять появляются пачки зеленых, фиштакково-зеленых порфиритоидов и актинолитово-хлоритово-эпидотовых сланцев. Приблизительная мощность этих пород около 100—120 м.

6. Разрез керегетасской свиты венчается серыми, зеленоватосерыми, коричневатыми плотными тонкополосчатыми кварцево-биотитово-полевошпатовыми, кварцево-хлоритово-полевошпатовыми и кварцево-полевошпатово-карбонатными сланцами. В нижней своей части сланцы содержат отдельные прослои порфиритоидов. В верхней половине этой пачки встречаются три прослоя тонколистватых кварцево-хлоритовых сланцев. Верхняя часть разреза сланцевой пачки обнажена лишь в виде отдельных, очень мелких гришков. Приблизительная мощность пачки сланцев около 300 м.

Выше по разрезу около 150 м задерновано, после чего обнажаются породы, принадлежащие лежащей выше бурмашинской свите.

Рассматривая приведенный разрез, мы видим, что керегетасская свита также представлена здесь порфиритоидами и зелеными сланцами, чередующимися с кварцево-биотитово-полевошпатовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами. Кроме этих пород, в средней части разреза керегетасской свиты, появляются линзы мраморов и отдельные прослои железистых кварцитов. Существенно также еще заметить, что в отдельных пачках керегетасской свиты имеются породы, явно несущие следы альбитизации, что выражается в появлении отдельных порфиробластов и прожилков полевого шпата. Двигаясь далее на юг, мы, по существу, нигде не встречаем достаточно полно обнаженного разреза керегетасской свиты. Отдельные части ее обнажены в долинах саев Сарыбулак и Тураша.

Анализируя строение керегетасской свиты в районе саев Сарыбулак и Тураша, мы видим, что общие черты ее строения сохраняются по мере продвижения на юг. Так, например, в разрезе Турашаса отчетливо прослеживается пачка зеленоватосерых, стальносерых кварцево-хлоритово-полевошпатовых и кварцево-хлоритовых сланцев, развитых в средней части свиты, в разрезе р. Керегетас. Достаточно хорошо выдерживаются некоторые пачки порфиритоидов. В то же время некоторые детали строения этой свиты меняются, что выражается в появлении нескольких прослоев железистых кварцитов и уменьшении количества пачек порфиритоидов.

Далее на юг отложения керегетасской свиты перекрываются маломощным чехлом мезозойских пород, и мы видим лишь наиболее верхние горизонты ее, вскрытые в долинах левых притоков р. Дюсембай. Наиболее хорошие обнажения этих пород были встречены в долине сая Ащилы. Здесь развиты зеленовато-серые, серые, зеленые тонколистоватые кварцево-хлоритово-полевошпатовые и кварцево-хлоритовые сланцы, содержащие большое количество линз светло-коричневых, серых и белых мраморов, местами довольно сильно окварцованных.

Как это видно из описания отдельных разрезов, в составе керегетасской свиты встречается большое количество разнообразных групп пород. Некоторые из этих групп близки к породам кумолинской свиты, и поэтому их описание вряд ли целесообразно повторять. Кроме них, в составе керегетасской свиты широким развитием пользуются порфиритоиды и тесно связанный с ними комплекс зеленых сланцев.

Среди порфиритоидов отчетливо выделяется группа метаморфизованных диабазовых порфиритов. Макроскопически они представляют собой темно-зеленые, зеленые породы. Степень рассланцованности их различна. Иногда они плотны и массивны, в других случаях они бывают превращены в сланцы. Порфиритоиды этой группы встречаются во всех разрезах керегетасской свиты и ими сложена основная масса меланократовых пачек. Структуры этих пород бластопорфировые, с реликтами диабазовой структуры основной массы.

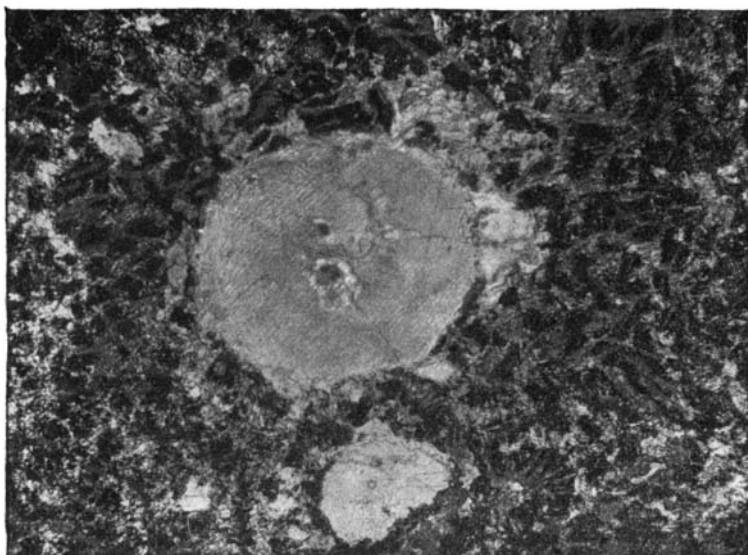
Минералогический состав их следующий: плагиоклаз (альбит), актинолит, эпидот, хлорит, кальцит, гематит, ильменит, лейкоксен.

Размер вкрапленников в этих породах различен — от 2 до 0,1 мм. Вкрапленники плагиоклаза сильно катаклазированы, отдельные обломки их бывают раздвинуты и промежутки между ними выполнены мелкокристаллическим агрегатом альбита. Ю. Ир. Половинкиной (1952), в аналогичных разностях были обнаружены моноклинные пироксены (титан-авгит и диопсид).

Основная масса пород состоит из тонких вытянутых игольчатых кристаллов актинолита (0,01—0,06 мм), располагающихся в беспорядке по всей массе породы. В случае сланцеватых текстур актинолит ориентирован параллельно сланцеватости этих пород. Промежутки между актинолитом выполнены микролитами альбита размером 0,01—0,02 мм, эпидотом, развитым в виде мелких изометричных зерен и тонкозернистых агрегатов. Изредка среди основной массы встречаются зерна карбоната. Гематит, ильменит и лейкоксен известны чаще всего в виде мелких (0,01—0,005 мм) призматических кристаллов. В некоторых разностях пород распространены крупные кристаллы (до 1—1,5 мм) ильменита. В этих случаях лейкоксен часто образует псевдоморфозы по ильмениту.

Кроме этих разновидностей порфиритоидов, встречаются порфиритоиды с миндалекаменными структурами (фиг. 9). По своему минералогическому составу они близки к описанным ранее породам. Структура этих пород бластоамигдалоидная, структура основной массы фибролепидобластовая, текстура сланцеватая.

Наиболее характерной чертой этих порфиритоидов является наличие большого количества миндалин. Размеры их различны — от 1—2 мм до 30 см (район верхнего течения р. Кумолы). Миндалины несколько отличаются друг от друга как по составу выполняющих минералов, так и по своему строению. В них чаще всего распространены кварц, хлорит, карбонат и гематит. Наиболее характерны миндалины с внешней оболочкой, выполненной гравобластовым агрегатом мелкозернистого кварца, в то время как в центральной части развит пластинчатый, сильно плеохроирующий хлорит. В некоторых случаях в центральных частях миндалин встречается карбонат. Наиболее мелкие из миндалин, как правило, бывают выполнены только кварцем.



Фиг. 9. Порфиритоид керегетасской свиты с миндалекаменной структурой. Увел. 30. С одним николем

Порфиритоиды этой группы развиты почти во всех разрезах керегетасской свиты, однако наибольшее количество их встречается в районах рек Кумолы, Керегетас и Есембексай.

Кроме этих пород, в составе керегетасской свиты широко развита группа зеленых сланцев, весьма разнообразных как по своему внешнему облику, так и по минералогическому составу.

Внешне это зеленые, серовато-зеленые, иногда достаточно плотные, порой сильно рассланцованные породы. По минералогическому составу среди них можно выделить эпидото-альбитово-актинолитовые, альбито-хлоритово-актинолитовые, альбито-хлоритовые, альбито-эпидотово-хлоритовые сланцы.

Кроме перечисленных выше минералов, в составе сланцев встречаются: кварц, биотит, гематит, магнетит, лейкоксен, апатит.

Структуры этих пород нематобластовые и лепидогранобластовые, текстуры сланцеватые. Некоторые разности, содержащие большое количество эпидота или кварца, характеризуются гранобластовыми структурами. Размеры большинства минералов достигают сотых и десятых долей миллиметра. Сланцеватые текстуры этих пород подчеркиваются линейным распределением таких минералов, как актинолит, биотит, хлорит. В некоторых разностях отчетливо удается наблюдать реликты первичной слоистости, проявляющейся в чередовании отдельных прослоев различной крупности зерна. В других разностях иногда удается заметить очень плохо сохранившиеся реликтовые структуры вулканогенных пород.

Необходимо отметить, что среди сланцев встречаются разности, характеризующиеся чрезвычайно тонкой зернистостью, с размером отдельных зерен от 0,01 до 0,005 мм. Для них характерны фибробластовые структуры. Минералогический состав их характеризуется почти полным отсутствием кварца.

Перечисленные выше разновидности сланцев встречаются почти во всех разрезах керегетасской свиты, тесно ассоциируясь в своем пространственном распространении с порфиритоидами.

Железистые кварциты, встречающиеся очень ограниченно в некоторых разрезах керегетасской свиты, представляют собой черные с металлическим

блеском породы и состоят из гранобластового агрегата и гематита. В небольших количествах в них встречаются магнетит, хлорит, биотит, эпидот и альбит. Безрудные кварциты, ассоциирующиеся с железистыми кварцитами, представлены среднезернистыми разностями со средним размером зерен от 0,1 до 0,05 мм. В небольших количествах распространены мелкие кристаллики гематита.

Доломитовые мраморы, залегающие в виде отдельных линз в составе керегетасской свиты, представлены серыми, белыми, коричневатыми полосчатыми породами, иногда достаточно сильно окварцованными. Местами эти породы обладают брекчиевидными структурами. Под микроскопом видно, что мраморы состоят из зерен доломита со средним размером около 1 мм. Полосчатость этих пород обусловлена наличием отдельных более мелкозернистых слоечков, в которых, наряду с карбонатом, в большом количестве присутствуют серицит и хлорит. Отдельные зерна кварца, обычно округлой формы, беспорядочно рассеяны по всей массе породы.

Кроме порфиритоидов, зеленых сланцев и железистых кварцитов, в составе керегетасской свиты в значительных количествах встречаются породы с малым содержанием темноцветных минералов.

Необходимо также отметить широкое распространение таких типов пород, как кварцево-слюдяные сланцы с бластопсаммитовыми структурами, кварцево-полевошпатово-серицитовые сланцы и порфириоиды. Некоторые различия заключаются лишь в том, что кварцево-слюдяные сланцы всегда содержат в своем составе небольшие количества хлорита и эпидота. Породы этих групп развиты в ряде разрезов керегетасской свиты, слагая отдельные пачки.

Помимо упомянутых выше пород, в керегетасской свите широко развиты кварцево-слюдяно-полевошпатовые сланцы несколько отличного облика. Внешне это серовато-зеленые, коричневатозеленые плотные яснополосчатые породы. Под микроскопом они характеризуются микрогранобластовыми и лепидогранобластовыми структурами. Текстуры их, как правило, сланцеватые. Минералогический состав этих пород следующий: кварц (50—60%), биотит, мусковит, плагиоклаз, хлорит, эпидот, гематит, реже карбонат. Сланцеватая текстура этих пород отчетливо подчеркивается линейным расположением слюд. Полосчатость видна в некоторых шлифах по чередованию тонких (1—2 мм) прослоев разного минералогического состава. Породы, как правило, мелкозернисты, размер зерен не превышает 0,01—0,02 мм. Развиты они в основном в разрезах керегетасской свиты восточного крыла Карсакпайского синклинория (р. Керегетас, Турашасай) и в очень ограниченном количестве в западном крыле (р. Кумола).

Как уже упоминалось, в восточном крыле Карсакпайского синклинория очень широко развиты процессы альбитизации. Породы, образующиеся при этих процессах, являются порфиробластическими гнейсами, некоторые разности которых отличаются от аналогичных пород кумолинской свиты лишь большим содержанием темноцветных минералов. Такие гнейсы образуются в тех случаях, когда мигматизируются пачки порфиритоидов и зеленых сланцев.

Заканчивая петрографическое описание пород керегетасской свиты, необходимо попытаться выяснить их первичный характер. Их легко можно разделить на три различных по генезису категории. К первой из них относятся порфиритоиды и зеленые сланцы, характеризующиеся общностью минералогического состава. Происхождение первых явно не вызывает никаких сомнений, поскольку мы часто наблюдаем в них хорошо сохранившиеся реликты структур эффузивных пород. Детально изучавшая петрографию этих пород Ю. Ир. Половинкина (1952) рассматривает эти эффузивы как подводные излияния, на основании нахождения среди них отдельных прослоев шаровых лав.

Химический состав (%) порфироидов керегетасской свиты следующий (обр. 231): SiO_2 —41,24; TiO_2 —1,77; Al_2O_3 —18,86; Fe_2O_3 —6,60; FeO —5,61; Mn —0,18; CaO —6,21; MgO —12,51; Na_2O —0,61; K_2O —0,65; P_2O_5 —1,15; H_2O^+ —3,33; H_2O^- —0,07; CO_2 —0,11; сумма—99,90. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Е. С. Шишова.

В работе Ю. Ир. Половинкиной (1952) достаточно убедительно доказывалась близость химического состава этих эффузивов к спилитам.

Первичный характер пород группы зеленых сланцев устанавливается значительно сложнее. Безусловно, что некоторая часть пород этой группы является первичными эффузивами, о чем могут свидетельствовать плохо сохранившиеся в них реликты структур эффузивных пород. В то же время не остается, по-существу, никаких сомнений в том, что среди зеленых сланцев имеются породы туфогенно-осадочного происхождения. На это указывают реликты первичной слоистости, которые удается наблюдать в этих породах, а также повышенное содержание в них кварца, что легко можно видеть из химического анализа (%) этих пород (обр. 273): SiO_2 —72,26; TiO_2 —0,60; Al_2O_3 —16,94; Fe_2O_3 —0,50; FeO —1,16; MnO —нет; CaO —1,14; MgO —0,76; Na_2O —2,94; K_2O —2,08; P_2O_5 —0,22; H_2O^+ —1,17; H_2O^- —0,28; CO_2 —0,28; сумма—100,33. Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Е. С. Шишова.

Кроме метаморфизованных основных эффузивов и их туфов, в составе керегетасской свиты развиты порфироиды, принадлежность которых к вулканогенным образованиям также несомненна благодаря хорошо сохранившимся бластопорфировым структурам.

Близок по своему минералогическому составу к кислым эффузивам целый ряд сланцев, входящих в состав керегетасской свиты. Это заставляет предполагать их туфогенно-осадочное происхождение, хотя прямых доказательств этому мы, по-существу, не имеем.

И, наконец, к третьей группе необходимо отнести мраморы, железистые и безрудные кварциты, происхождение которых за счет метаморфизма осадочных пород несомненно.

Заканчивая описание керегетасской свиты, необходимо рассмотреть характерные черты изменения ее строения в пределах южной части Карсакпайского синклинория. Так же как и при описании конкретных разрезов, мы будем рассматривать эти изменения в пределах каждого крыла этой структуры отдельно (фиг. 10).

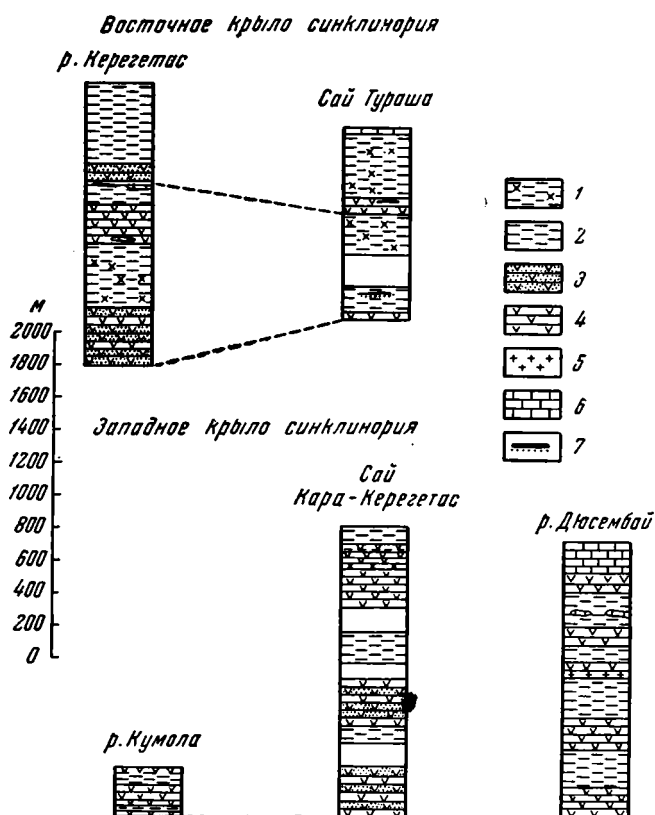
В пределах западного крыла Карсакпайского синклинория мы располагаем достаточно большим количеством наблюдений, чтобы говорить об изменениях строения керегетасской свиты по простиранию. Она, по-существу, представляет собой чередование пачек порфиритоидов с пачками сланцев. В разрезе Кара-Керегетассая встречаются четыре пачки порфиритоидов. Примерно так же построена керегетасская свита и севернее, в районе р. Кумолы и Карсакпайская. Двигаясь южнее, в район р. Дюсембай, мы прежде всего видим, что в составе керегетасской свиты появляется достаточно мощная 60 м пачка порфиритоидов. Количество пачек порфиритоидов сокращено до двух. Кроме того, в разрезе широко развиваются кварцевослюдающие сланцы с бластосаммитовыми структурами, очевидно являющиеся туфами кислых эффузивов. Верхняя часть разреза в районе р. Дюсембай сложена пачкой сланцев, мраморов и отдельными линзами порфиритоидов и очень хорошо сопоставляется с разрезом восточного крыла в районе Турашасая.

К югу от широтной излучины р. Дюсембай породы керегетасской свиты обнажены плохо. Однако целый ряд наблюдений свидетельствует о том, что строение ее в самых южных частях Улутавской зоны в общем сходно с разрезом р. Дюсембай.

Плохая обнаженность пород керегетасской свиты в восточном крыле Карсакпайского синклинория не позволяет детально выявить картину

ее фациальных изменений. Мы знаем лишь два более или менее полных разреза этих отложений (р. Керегетас и сая Тураша) в пределах восточного крыла.

Кроме того, мы здесь сталкиваемся с процессом альбитизации, который сильно меняет облик пород. И, наконец, продолжение керегетасской свиты



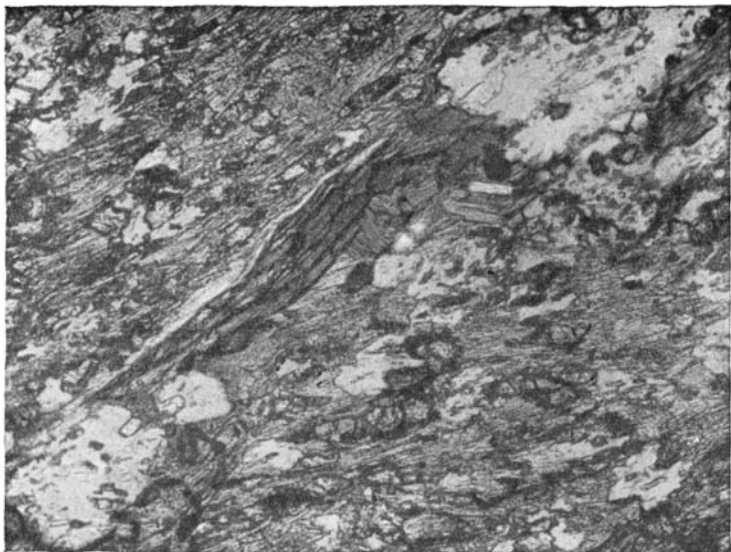
Фиг. 10. Схема сопоставления разрезов керегетасской свиты:

1 — альбитизированные породы; 2 — кварцево-хлорито-серпентиновые и кварцево-слюдаино-полевошпатовые сланцы; 3 — актинолитово-хлоритово-эпидотовые, альбитово-хлоритово-актинолитовые и другие сланцы; 4 — порфиритоиды; 5 — порфириты; 6 — мраморы; 7 — железистые кварциты с прослоями безрудных кварцитов

к северу от сая Есембек и выделение ее в северной части восточного крыла синклиория не совсем ясно ввиду относительно плохой изученности этой части района.

Учитывая все изложенное выше, мы можем лишь в общих чертах рассматривать характер изменения отложений керегетасской свиты в восточном крыле синклиория, сопоставив два имеющих в нашем распоряжении разреза.

При сопоставлении их сразу бросается в глаза несоответствие в количестве пачек порфиритоидов и зеленых сланцев. Действительно, если в разрезе р. Керегетас они встречаются трижды, то в районе Турашасая мы находим лишь две пачки этих пород. Возможно, что и в восточном крыле синклиория, по мере движения к югу, мы видим постепенное сокращение в разрезе количества вулканогенных пород основного состава. В отличие от западного крыла синклиория здесь мы наблюдаем небольшие по мощности и невыдержанные по простиранию пачки железистых кварцитов.



Фиг. 11. Порфиробластовый альбитовый гнейс сая Кайканкарасу, увел. 72. С одним николем

Приблизительная мощность керегетасской свиты может быть оценена в 1300—1500 м.

Нерасчлененный комплекс отложений нижнего и среднего протерозоя

В северной части изученного района, в районе сая Кайканкарасу и р. Бала-Джезды обнажены массивные крупнозернистые порфиробластовые гнейсы (фиг. 11). Для этих пород характерны плитчатая отдельность и почти полное отсутствие сланцеватых текстур. В отличие от пород кумолинской и керегетасской свит, распространенных южнее, эти породы характеризуются большей крупнозернистостью и обилием порфиробластов альбита. В настоящее время неясно, являются ли эти породы стратиграфическими аналогами кумолинской и керегетасской свит, только более сильно альбитизированными, или же они принадлежат более древним образованиям. Поэтому на карте они условно выделяются под названием нерасчлененного комплекса нижнего и среднего протерозоя.

Наиболее верхние части разреза карсакпайской (акдымской) серии отделены от керегетасской свиты резким угловым несогласием и перерывом. Они подразделяются на две свиты: бурмашинскую и карсакпайскую. Весьма вероятно, что в дальнейшем их следует выделить в самостоятельную серию, за которой и следует сохранить название карсакпайской.

Бурмашинская свита

Выше керегетасской свиты залегают отложения, выделяемые под названием бурмашинской свиты. В пределах южной части Карсакпайского синклинория они могут быть прослежены в центральной части его с некоторыми перерывами от р. Белеуты до северной части изученного района. Севернее полоса этих образований, выделяемых Л. И. Филатовой (1956) под названием карсакпайской серии, прослеживается до верховьев р. Сары-Тургай, где они перекрываются отложениями девона.

Породы бурмашинской свиты залегают с перерывом и несогласием на подстилающих толщах. Это устанавливается по наличию в ряде участков

азимутального несогласия в простирациях пород бурмашинской и лежащей ниже керегетасской свиты и по перекрыванию верхних частей керегетасской свиты на правобережье сая Бурмаша. Кроме того, о существовании перерыва может свидетельствовать отсутствие явлений альбитизации в породах бурмашинской свиты, развитых достаточно широко в подстилающих отложениях.

Сроение бурмашинской свиты достаточно сложное. Она состоит из плотных ярко-зеленых порфиритоидов; зеленых хлорито-актинолитовых, актинолито-хлоритово-эпидотовых сланцев, часто с очень тонкой ленточной слоистостью. В средней части свиты распространены серые и зеленовато-серые кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые сланцы с прослоями безрудных и железистых кварцитов и линзами мраморов. В отличие от пород лежащих ниже свит породы бурмашинской свиты менее расчленены и в них, как правило, сохранены первичные структуры и текстуры. Наиболее хорошие разрезы пород бурмашинской свиты известны в районе сая Кенсаз, рек Кумолы и Керегетас, на лево- и правобережье сая Бурмаша и в районе широтного отрезка р. Дюсембай. Как и при описании предыдущих свит, описание частных разрезов бурмашинской свиты мы начнем с северной части изученного района, двигаясь постепенно на юг. Отметим лишь, что в большинстве мест в составе интересующей нас свиты довольно четко выделяются три крупные пачки — нижняя, средняя и верхняя, различающиеся по литологии слагающих их пород.

Наиболее северный разрез их известен в районе сая Кенсаз, где описана следующая последовательность горных пород (снизу вверх):

1. На альбитизированных породах керегетасской свиты залегает пачка порфиритоидов, содержащих отдельные маломощные прослои хлоритовых и актинолито-хлоритово-эпидотовых сланцев. Эта пачка обнажена только в восточном крыле синклинория, в то время как в западном она срезана разрывным нарушением. Приблизительная мощность порфиритоидов около 250—300 м.

2. Пачка кварцево-хлоритовых, кварцево-серицитовых и хлоритовых сланцев с отдельными прослоями мелкозернистых кварцитов. Железистые кварциты развиты в виде двух выклинивающихся по простираанию прослоев в нижней и верхней частях пачки. Приблизительная мощность сланцев и кварцитов около 300—350 м.

3. Верхняя часть бурмашинской свиты в разрезе по Кенсасу представлена пачкой порфиритоидов, содержащих маломощный прослой сланцев и железистых кварцитов. Приблизительная мощность этих пород около 150 м.

Далее на юг выходы бурмашинской свиты прослеживаются непрерывной полосой в центральной части Карсакпайского синклинория. С запада эта полоса ограничена меридиональным разрывом и частично перекрыта более молодыми образованиями карсакпайской свиты, ввиду чего наиболее полные разрезы встречаются на востоке. Одним из таковых является разрез по левому берегу р. Кумолы, где описана следующая последовательность горных пород (снизу вверх):

1. Пачка коричневатозеленых, хлорито-актинолитовых и актинолито-хлоритово-эпидотовых сланцев, в верхней части которой прослеживается небольшой по мощности (10 м) прослой кварцево-серицитово-хлоритовых сланцев. Приблизительная мощность этой пачки около 50—70 м.

2. Порфиритоиды плотные, ярко-зеленые, афировые. Приблизительная мощность порфиритоидов около 50 м.

3. На порфиритоидах залегает 30-метровая пачка хлорито-актинолитовых и актинолито-хлоритово-эпидотовых сланцев. При прослеживании по простираанию пачки зеленых сланцев выясняется, что она сравнительно быстро выклинивается, замещаясь порфиритоидами.

4. Порфиртоиды, аналогичные породам второй пачки. Приблизительная мощность их около 200—250 м.

При прослеживании описанных выше пород по простираанию выясняется, что они соответствуют пачке 1 разреза Кенсасая.

5. Выше по разрезу метаморфизованные эффузивы сменяются пачкой кварцево-серицитовых и кварцево-серицитово-хлоритовых сланцев, содержащих в нижней и верхней частях линзовидные прослои железистых кварцитов, безрудных кварци-

тов и микрокварцитов. Значительно реже среди сланцев встречаются отдельные прослои графитовых кварцитовидных сланцев. В верхней и, реже, в средней части пачки встречаются ливзовидные тела метаморфизованных основных эффузивов, весьма непостоянной мощности и достаточно быстро выклинивающихся по простиранию. Приблизительная мощность пачки сланцев около 400—450 м.

Далее на юг, до р. Керегетас, породы бурмашинской свиты встречаются лишь в виде отдельных разрозненных выходов. На р. Керегетас обнажены (снизу вверх):

1. Сланцы хлорито-актинолитовые и актинолито-хлоритово-эпидотовые с двумя маломощными прослоями порфиритоидов. Порфиритоиды развиты в средней части пачки и имеют мощность около 70 м. В верхней части встречен двухметровый прослой черных графитовых микрокварцитов. Приблизительная мощность этой пачки около 400 м.

Таков разрез нижней части бурмашинской свиты в ее восточных выходах. Ввиду сложной тектоники этого участка синклинория породы нижней пачки вскрываются еще трижды по мере движения к западу. В этом же направлении происходит и некоторое ее изменение. Следующие выходы известны в районе слияния Кара-Керегетассая и Карасая. Здесь аналогичная по своему стратиграфическому положению пачка представлена такими же зелеными сланцами, содержащими значительное количество прослоев порфиритоидов, общей мощностью около 200—250 м. Кроме того, в средней части пачки появляется 10-метровый прослой метаморфизованных кислых эффузивов.

Еще западнее, в 1—1,2 км к западу от горы Кара-Керегетас, нижняя пачка бурмашинской свиты представлена целиком метаморфизованными основными эффузивами. Таким образом, в районе р. Керегетас и ее притоков Кара-Керегетассая и Карасая мы видим достаточно существенные изменения в строении нижней пачки бурмашинской свиты, выражающиеся в увеличении количества порфиритоидов по направлению к западу.

2. Выше по разрезу породы нижней пачки сменяются кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами, с многочисленными прослоями микрокварцитов и графитовых кварцитовидных сланцев. В нижней и средней части содержатся прослои железистых кварцитов, мощностью 2—3 м каждый. Приблизительная мощность пачки сланцев около 400—450 м.

По мере движения на юг породы бурмашинской свиты прослеживаются в районе лево- и правобережья сая Бурмаша, а оттуда к широтному отрезку р. Дюсембай. Наиболее полные и хорошо обнаженные разрезы их в этой части Карсакпайского синклинория известны в 3 км к северу от высоты 445,1 и на широте упомянутой выше высоты.

В первом из названных разрезов породы нижней пачки обнажены на западе, в то время как восточнее их выходы перекрыты толщей рыхлых мезозойско-кайнозойских образований.

1. Нижняя пачка в этом разрезе представлена:

а) порфиритоидами, ярко-зелеными, плотными, афировыми. Приблизительная мощность их в этом разрезе около 70 м. Однако можно предположить, что она несколько уменьшена из-за наличия здесь разрыва.

б) выше порфиритоиды сменяются хлорито-актинолитовыми и актинолито-хлоритово-эпидотовыми сланцами, коричневатого-зеленого цвета. Приблизительная мощность сланцев около 400 м. Возможно она несколько завышена из-за наличия разломов.

2. Выше пород нижней пачки располагаются:

а) черные графитистые микрокварциты и кварцевые сланцы, мощностью около 50 м;

б) выше по разрезу они сменяются тонколистоватыми кварцево-хлоритовыми и кварцево-хлоритово-серицитовыми сланцами с явным преобладанием кварцево-хлоритовых разновидностей. Приблизительная мощность сланцев около 150 м;

в) сланцы вновь сменяются прослоем черных графитовых микрокварцитов и кварцитовидных сланцев, мощностью около 20—25 м;

г) венчают разрез средней пачки тонколистоватые, кварцево-хлоритовые сланцы с отдельными прослоями железистых кварцитов и линзами мраморов. Приблизительная мощность сланцев около 250—300 м. В 1—1,5 км к югу кварцево-хлоритовые сланцы замещаются по простиранию хлорито-актинолитовыми и актинолито-хлоритово-эпидотовыми сланцами.

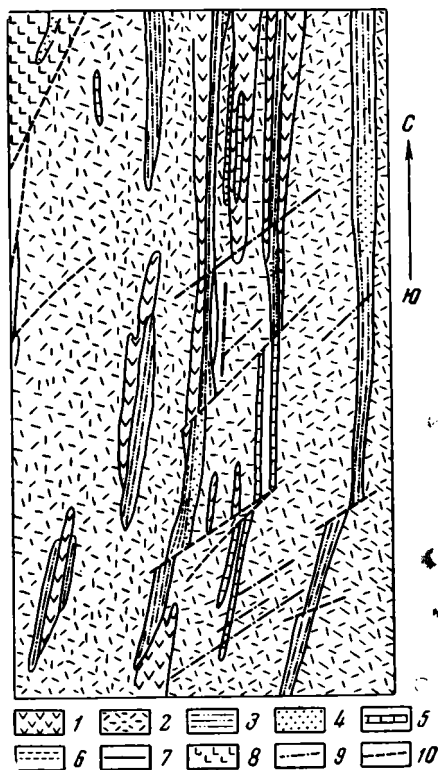
Из приведенного выше материала видно, что по мере движения на юг состав средней пачки бурмапшинской свиты несколько меняется. В ней происходит замещение кварцево-серицитовых сланцев кварцево-хлоритово-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми и, кроме того, появляются многочисленные пачки черных графитских микрокварцитов и кварцитовидных сланцев.

Эти изменения окажутся еще более существенными при движении на юг. В самом деле, по мере прослеживания по простиранию пород средней пачки видно, что прослои кварцево-хлоритовых сланцев постепенно к югу замещаются хлоритово-актинолитовыми, актинолитово-хлоритово-эпидотовыми сланцами и порфиритоидами, среди которых в виде отдельных, отчетливо следящихся по простиранию полос залегают кварциты, черные графитистые микрокварциты и кварцитовидные сланцы, мраморы и железистые кварциты (фиг. 12). Ширина этих полос колеблется от 700 м до нескольких десятков метров, постепенно уменьшаясь к югу. Длина их около 7—10 км. Большинство полос характеризуется резкой изменчивостью по простиранию составляющих их пород. В пределах почти каждой из них можно обнаружить смену черных графитовых микрокварцитов кварцитовидными и кварцево-хлоритовыми сланцами. На некоторых участках полосы бывают целиком сложены коричневыми среднезернистыми доломитовыми мраморами. В ряде полос присутствуют белые безрудные кварциты и быстро выклинивающиеся прослои железистых кварцитов.

По мере движения на юг полосы постепенно сужаются и исчезают, замещаясь зелеными сланцами и порфиритоидами. Так, например, если на широте высоты 454,2 — таких полос насчитывается четыре, то на широте южного сая Тумурза в западном крыле такая полоса одна, а в восточном — две.

При изучении этих полос в поле перед нами неоднократно вставал вопрос, о том, трактовать ли такое изменение средней пачки как фациальное замещение, или как результат сложной изоклинальной складчатости, при которой породы средней пачки выходят лишь в ядрах отдельных узких складок. Специальное изучение этого вопроса в поле заставляет склониться нас к первому предположению.

В самом деле, детальное изучение разрезов между отдельными полосами показывает, что как сами полосы, так и промежутки между ними выполнены различными породами, что не позволяет рассматривать эти образования как складки, так как допускать сильные фациальные различия на таких коротких расстояниях вряд ли возможно. Кроме того, элементы залегания горных пород на окончании отдельных полос не свидетельствуют о наличии здесь центри- или периклинальных замыканий.



Фиг. 12. Замещение осадочных пород вулканогенными в средней пачке бурмапшинской свиты в районе нижнего течения сая Бурмаша:

- 1 — порфиритоиды; 2 — зеленые сланцы; 3 — кварцитовидные сланцы; 4 — кварциты; 5 — мраморы; 6 — кварцево-хлоритовые сланцы; 7 — железистые кварциты; 8 — габбро-диабазы; 9 — дайки диорит-порфиров; 10 — разломы

Примерно на широте высоты 454,2 м в составе бурмашинской свиты появляются породы лежащей выше верхней пачки, протягивающиеся отсюда к району Тумурзасая, где и вскрывается наиболее полный и наименее нарушенный разрез данных образований. Здесь прослеживается следующая последовательность горных пород (снизу вверх):

1. Пачка хлорито-актинолитовых и актинолитово-хлоритово-эпидотовых сланцев. В основании пачки иногда содержатся маломощные прослои серых безрудных кварцитов. Приблизительная мощность пачки около 750—800 м. В западном крыле нижняя пачка представлена ярко-зелеными плотными порфиритоидами, замещающимися к северу (к району широтной излучины р. Дюсембай) зелеными сланцами.

2. Выше по разрезу в восточном крыле залегает сложно построенная пачка, которая в основном и отвечает по своему объему средней пачке предыдущих разрезов.

Здесь выделяются:

а) черные графитовые кварциты и кварцитовидные сланцы. Мощность их около 70 м;

б) выше по разрезу залегают хлорито-актинолитовые и актинолитово-хлоритово-эпидотовые сланцы. Мощность их около 100—120 м;

в) сланцы кварцево-хлоритовые, сменяющиеся по простиранию коричневатосерыми мраморами. Мощность этих пород около 50 м;

г) выше залегают хлорито-актинолитовые и актинолитово-хлоритово-эпидотовые сланцы мощностью около 170—200 м;

д) разрез средней пачки венчается плотными зелеными миндалекаменными порфиритоидами мощностью около 100 м.

Общая мощность средней пачки в данном разрезе может быть оценена в 500—550 м. В западном крыле средняя пачка построена несколько иначе. В основании ее залегают кварцево-хлоритовые и кварцево-хлоритово-серицитовые сланцы, выше сменяющиеся черными графитовыми микрокварцитами и кварцитовидными сланцами.

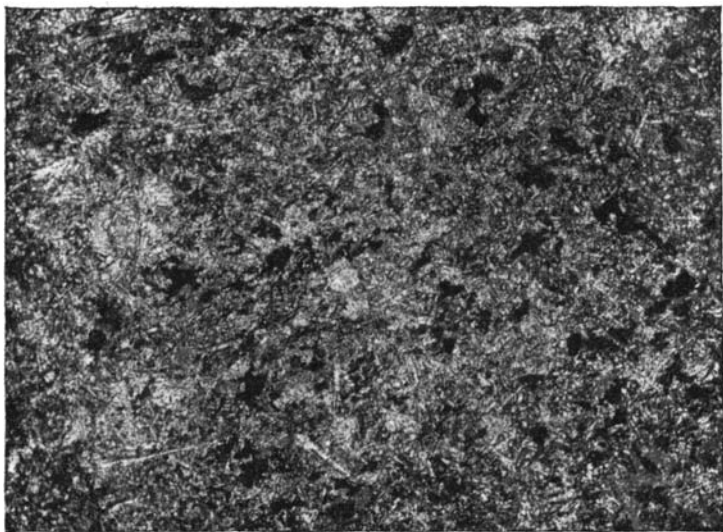
3. Верхняя пачка бурмашинской свиты сложена коричневатозелеными тонкополосчатыми хлорито-актинолитовыми и актинолитово-хлоритово-эпидотовыми сланцами, содержащими в более северных районах линзы порфиритоидов и мелкие прослои мраморов. Мощность этих пород около 350—400 м.

Далее на юг отложения бурмашинской свиты перекрываются рыхлыми образованиями мезозоя и кайнозоя, и отдельные выходы их известны лишь в районе северных притоков сая Джийде, где вскрыты породы нижней ее части. Еще южнее достаточно хорошо обнаженные разрезы бурмашинской свиты известны в долине р. Белеуты и ее притока Аккийская. Нижняя пачка ее в районе р. Белеуты известна лишь в западном крыле синклинали, в то время как в пределах восточного крыла она перекрывается образованиями каменноугольного возраста, слагающими западный борт Джезказганской впадины. Породы нижней пачки бурмашинской свиты в долине р. Белеуты обнажаются в 4 км к востоку от устья Аккийская. В основании разреза здесь залегают черные графитовые ленточнослоистые микрокварциты и кварцитовые сланцы. Приблизительная мощность этих пород около 70—100 м. Указанные образования лежат непосредственно на породах татпенской свиты, частично перекрывая их к северу от р. Белеуты.

Выше по разрезу они сменяются темно-зелеными массивными порфиритоидами, некоторые разности которых обладают отчетливыми реликтами порфировой структуры. Азимут падения порфиритоидов ЮЗ 255°, угол падения 60—65°. Приблизительная мощность их около 300—350 м.

Рассмотренные выше породы относятся нами к нижней пачке бурмашинской свиты и сменяются выше по разрезу породами средней пачки, состоящей из кварцево-серицитовых и кварцево-серицитово-хлоритовых сланцев с тонкими прослоями черных графитовых микрокварцитов.

В верхней части пачки появляются прослои черных слоистых мраморизованных известняков и белых мелкозернистых кварцитов. Приблизительная мощность этих пород около 450—500 м.



Фиг. 13. Метаморфизованный афировый порфирит. Бурмашинская свита. Увел. 30. С одним никелем

Лежащие выше части бурмашинской свиты связаны постепенным переходом с породами средней пачки, в верхней части которой вначале появляются отдельные прослои порфиритоидов и значительно реже — хлорито-актинолитовых сланцев, целиком слагающих еще выше по разрезу верхнюю пачку. Приблизительная мощность порфиритоидов и зеленых сланцев около 400—500 м. Наиболее хорошие разрезы этой части бурмашинской свиты известны в долине р. Белеуты в 2 км к востоку от устья Шоллакская и на левобережье последнего.

Из описания конкретных разрезов бурмашинской свиты видно, что она состоит из весьма разнообразных по своему петрографическому составу, а, следовательно, и по своему генезису пород.

Широко в составе бурмашинской свиты распространены порфиритоиды, среди которых можно выделить отдельные типы, отличающиеся друг от друга как по составу, так и по структуре. Эти породы были детально изучены и описаны Ю. Ир. Половинкиной (1952).

Среди порфиритоидов резко выделяются весьма характерные разновидности, являющиеся метаморфизованными афировыми порфиритами. Распространены эти породы по всему разрезу бурмашинской свиты, слагая иногда основную часть разреза нижней пачки ее. Макроскопически они представляют собой чрезвычайно тонкозернистые массивные, иногда сланцеватые породы. Цвет их, как правило, темно-зеленый, синевато-зеленый, иногда светло-зеленый. Структуры их микрофибробластовые, реже гялопилитовые. Текстуры массивные или слабосланцеватые (фиг. 13). Вкрапленников в них наблюдать не удавалось.

Минералогический состав следующий: амфибол, альбит, рудный минерал, в меньших количествах хлорит и эпидот. Сравнительно редко встречаются биотит, апатит, кальцит и еще реже кварц. Породы чрезвычайно тонкозернисты, средний размер зерен не превышает 0,05 мм.

Амфибол развит в виде тонких призматических или игольчатых кристаллов. Согласно определениям Ю. Ир. Половинкиной (1952) в составе этих пород встречаются глаукофан-актинолитовая и куммингтонитовая разновидности амфибола. Количество его в этих породах непостоянно, но он всегда преобладает над остальными минералами. Эпидот развит в ви-

де мелких зерен округлой, а иногда изометричной формы. Альбит представлен мелкими удлинёнными лейстами, а также гранобластовыми мелкозернистыми агрегатами. Отдельные участки в породе, сложенные мелкочашучатым агрегатом хлорита, являются, вероятно, раскристаллизованным стеклом. Рудный минерал встречается в виде крупных призматических зерен или пылеватых участков, целиком лейкоксенизованных.

В составе бурмашинской свиты встречаются также порфиритоиды, образовавшиеся за счет метаморфизации основных эффузивов несколько отличного типа. Значительно развиты здесь метаморфизованные **д и а б а з ы** и **д и а б а з о в ы е** **п о р ф и р и т ы**. Макроскопически диабазы представляют собой зеленые, ярко-зеленые, фисташково-зеленые плотные среднезернистые породы. Структура этих пород диабазовая, текстура различная, чаще массивная, реже сланцеватая. Минералогический состав их следующий: плагиоклаз, актинолит, эпидот, цоизит, хлорит, рудный минерал и апатит. Ю. Ир. Половинкиной в аналогичных породах был обнаружен моноклинный пироксен типа титан-авгита или диопсида.

Первичный плагиоклаз основной массы этих эффузивов целиком альбитизирован. Тем не менее отчетливо удается уловить первоначальную форму лейст, которые в настоящий момент выполнены альбитом и мелким агрегатом цоизита, эпидота, серицита, хлорита и реже актинолита. В основной массе породы, помимо плагиоклаза, хорошо заметны отдельные игольчатые индивиды актинолита размером от 0,02 до 0,6—0,8 *мм*. Промежутки между лейстами плагиоклаза и актинолитом выполнены хлоритом, характеризующимся иногда аномальными интерференционными окрасками, что обычно присуще пеннину. Эпидот и цоизит встречаются в тонкозернистой массе, располагающейся вблизи альбитизированных лейст плагиоклаза и, кроме того, бывают беспорядочно распространены в породе в виде хорошо образованных призматических зерен. Рудный минерал (ильменит) целиком лейкоксенизованный, встречается в виде крупных, до 3 *мм*, призматических кристаллов и пылеватых агрегатов. Апатит представлен тонкими бесцветными иглами, развитыми беспорядочно в этих породах.

Некоторые разности этих пород характеризуются миндалекаменными структурами. Миндалины, как правило, бывают выполнены хлоритом, эпидотом, реже кальцитом и кварцем. Сравнительно редко встречаются агломератные разности, содержащие обломки таких же порфиритоидов.

Метаморфизованные диабазовые порфириты, встречающиеся в составе бурмашинской свиты, весьма сходны по своему внешнему облику, структурам и минералогическому составу с рассмотренными выше диабазами и отличаются редкими вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза. Среди них также встречаются миндалекаменные разновидности.

Еще реже встречаются порфиритоиды, образовавшиеся за счет метаморфизма более кислых **п л а г и о к л а з о в ы х** **п о р ф и р и т о в**. Макроскопически это серые, зеленовато-серые массивные породы с отчетливыми вкрапленниками плагиоклаза. Структуры этих пород бластопорфировые, основная масса характеризуется интерсертальными структурами. Текстуры массивные, реже сланцеватые. Минералогический состав: плагиоклаз (альбит), рудный минерал (гематит), амфибол, хлорит, эпидот, реже серицит. Вкрапленники представлены альбитом, часто двойникованным по альбитовому и периклиновому законам. Размеры вкрапленников колеблются от 2 до 4 *мм*.

Основная масса породы состоит из лейст альбита размером 0,5—0,8 *мм*, расположенных между ними игольчатых индивидов амфибола (актинолитового ряда), часто хлоритизированного, и рудного минерала, образующего скопления неправильной формы. Эпидот рассеян среди основной массы и находится в виде мелких неправильной формы зерен. Миндалекаменные разности среди этих пород встречаются сравнительно редко.

Как видно из данных анализов (табл. 2), эти породы характеризуются значительным содержанием кремнекислоты, железа, магния и натрия, что, как отмечает Ю. Ир. Половинкина (1952), весьма свойственно спилитам.

Таблица 2

Химический состав порфироитов из нижней пачки бурмашинской свиты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
I. Альбитизированный диабаз р. Кумола	44,43	2,64	14,55	4,33	8,96	0,26	6,44	7,27
II. Альбитизированный миндалекаменный порфирит, р. Кумола	48,89	2,19	14,40	6,07	7,26	0,23	5,42	4,85
III. Афировый порфирит, р. Кумола	48,20	2,19	13,32	2,74	10,17	0,22	11,11	6,26
IV. Афировый порфирит, р. Кумола	50,79	2,58	12,23	10,26	5,16	0,20	9,57	4,25
231/53, диабазовый порфи- рит, сай Бумарша	50,97	2,66	12,46	3,53	6,89	0,18	6,14	5,85

Таблица 3

№ образца	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O	CO ₂	BrO ₃	Сумма
I. Альбитизированный диабаз, р. Кумола	1,58	4,27	—	4,72	0,42	—	—	99,87
II Альбитизированный миндалекаменный порфирит, р. Кумола	2,85	1,61	—	6,13	0,33	—	—	100,56
III Афировый порфирит, р. Кумола	1,98	0,19	—	3,49	0,20	—	—	100,07
IV Афировый порфирит, р. Кумола	1,72	1,12	—	1,71	0,24	—	—	99,78
231/53, диабазовый порфи- рит, сай Бумарша	3,69	2,23	1,76	2,46	0,60	0,16	—	99,5

Анализы I—IV приводятся по данным Ю. Ир. Половинкиной (1952), а обр. 231/53 был проанализирован в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Е. С. Шишова.

В тесной связи с порфироитоидами развита группа пород, часто называемых зелеными сланцами. Макроскопически это зеленые, зеленовато-серые, серые, коричневатозеленые мелкозернистые породы, как правило, слабо рассланцованные. Отдельные разности их характеризуются слоистостью, иногда очень тонкой, породой более грубой. Все сланцы, встречающиеся в составе бурмашинской свиты, могут быть разделены на два типа. К первому необходимо отнести породы, не обладающие слоистыми текстурами и характеризующиеся минералогическим свойством, близким к составу порфиров. Отсутствие реликтовых эффузивных структур не позволяет их рассматривать в предыдущей группе пород. В то же время отсутствие слоистости и близкий минералогический состав заставляют предполагать, что они являются сильно измененными и рассланцованными

эффузивами. Такое предположение вероятно еще и потому, что среди порфиритоидов мы встречаем сильно измененные разности с плохо сохранившимися реликтовыми структурами.

Ко второму типу необходимо отнести сланцы, являющиеся метаморфизованными туфами основных эффузивов. Первичный характер этих пород отчетливо устанавливается по наличию пирокластических обломков горных пород и отдельных минералов. Минералогический состав сланцев следующий: амфибол, хлорит, эпидот, цоизит, плагиоклаз, кварц, биотит, стильпномелан, в меньших количествах — серицит, гематит, магнетит, турмалин, кальцит. Обилие кварца в составе и отчетливые слоистые текстуры этих пород позволяют отличить их от превращенных в сланцы эффузивов.

Минералогический состав сланцев этого типа непостоянен и в зависимости от преобладания тех или других минералов можно выделить отдельные разновидности сланцев. Обломки, как правило, очень разнообразной формы, чаще остроугольные. Размеры их колеблются от 0,5 до 3—4 мм. В обломках были встречены альбит, амфибол, диабазовый и плагиоклазовый порфириты.

Цементирующая масса сланцев характеризуется нематобластовыми, реже лепидогранобластовыми структурами. Зернистость ее неравномерна. Размеры отдельных зерен колеблются от 0,02 до 0,4—0,8 мм.

Среди сланцев этого типа известны разности, характеризующиеся чрезвычайной тонкозернистостью. Размеры зерен отдельных минералов не превышают 0,01 мм. Среди тонкозернистой массы встречаются более крупные, угловатые зерна амфибола, турмалина и биотита. Весьма вероятно, что эти породы являются метаморфизованными пепловыми туфами основных эффузивов. При просмотре их с одним никелем иногда удается уловить плохо сохранившиеся реликтовые пирокластические структуры.

Редкие прослои порфиритоидов, встречающиеся среди отложений бурмашинской свиты, изучены значительно хуже. Внешне это плотные белые и коричневатые мелкозернистые, афанитовые породы, распространенные в виде маломощных прослоев в нижней и верхней пачках бурмашинской свиты. Под микроскопом они состоят из мелкозернистого (0,01 мм и менее) микропегматитового агрегата кварца и альбита. В некоторых разностях этих пород встречаются мелкие чешуйки серицита. Аналогичные образования, обнаруженные Ю. Ир. Половинкиной (1952), содержат вкрапленники альбита и кварца (1—1,5 мм). Кроме кварца, альбита и серицита, в них встречаются в качестве акцессорных минералов апатит, рудный, изредка циркон и титанит. Кроме порфиритоидов, образовавшихся в результате метаморфизма альбитофинов и кварцевых альбитофинов, Половинкиной описаны своеобразные микрозернистые амфиболо-кварцево-альбитовые породы, напоминающие адинолы и кварцевые кератофиры.

Кроме вулканогенных и тесно связанных с ними вулканогенно-осадочных пород, в составе бурмашинской свиты распространены породы несколько отличного облика (кварцево-серицитовые, кварцево-хлорито-серицитовые и другие сланцы, кварциты и железистые кварциты). Они развиты в основном в средней пачке бурмашинской свиты.

Из упомянутых выше пород наиболее широким развитием пользуются кварцево-серицитовые сланцы. Макроскопически это серые, желтые, зеленоватые, бурые, красноватые породы, часто тонкополосчатые. Структура этих пород лепидогранобластовая и лепидобластовая, текстура сланцеватая. В отдельных разновидностях встречаются реликты первичной слоистости. Минералогический состав их следующий: кварц, серицит, мусковит, реже биотит, гематит, мартит, апатит, турмалин, сфен. Породы, как правило, мелкозернистые, размеры отдельных зерен не превышают 0,1 мм. Основная масса этих пород представлена тонким лепидогранобла-

стовым агрегатом кварца, серицита и мусковита. Линейная ориентировка слюдистых минералов хорошо подчеркивает сланцеватую текстуру пород. В некоторых шлифах отчетливо видно послойное распределение кварца и слюд. Кварц обычно встречается в виде неправильных мелких зерен, иногда изометричных, сильно корродированных, иногда вытянутых в направлении сланцеватости. Значительно реже встречаются отдельные, более крупные (0,5 мм) индивиды кварца, являющиеся, вероятно, первично обломочными зернами. Серицит и мусковит имеют форму небольших, сильно вытянутых пластинок. Кроме кварца и слюд, в основной массе сланцев часто присутствует каолиновое вещество. Рудный минерал встречается либо в виде тонкорассеянных пылеватых агрегатов, либо в виде мелких кристаллов призматической формы. Остальные минералы присутствуют, как правило, в очень ограниченных количествах и бывают в беспорядке рассеяны по всей массе породы.

Кроме кварцево-серицитовых сланцев, здесь развиты кварцево-серицитохлоритовые, кварцево-хлоритовые и хлоритовые сланцы. Макроскопически от предыдущих пород они отличаются лишь своим зеленоватым цветом, который они приобретают благодаря значительному содержанию хлорита. Кроме хлорита, в составе этих пород находится кварц, серицит, гематит, сфен. По своим структурным и текстурным признакам они чрезвычайно сходны с кварцево-серицитовыми сланцами.

Кроме сланцев, составляющих основную часть разрезов средней пачки бурмашинской свиты, в составе ее встречаются весьма разнообразные по своему внешнему облику кварциты, среди которых можно выделить несколько разновидностей. К первой необходимо отнести кварциты, тесно связанные в своем распространении с прослоями железистых кварцитов. Это красные, сиреневатые, темно-серые тонкозернистые породы, состоящие из тонкого агрегата кварцевых зерен (0,05 мм и менее) с небольшим количеством тонкораспыленного гематита. Наиболее вероятно, что они являются метаморфизованными яшмами.

В отличие от яшмовидных кварцитов здесь распространены белые, серые мелкозернистые кварциты и кварцитовидные сланцы. От предыдущих пород они отличаются размером кварцевых зерен (0,1—0,08 мм), содержанием значительного количества серицита, а в некоторых разностях — графита. При наличии больших количеств серицита породы приобретают сланцеватую текстуру. Структуры пород гранобластовые, микрогранобластовые и реже лепидогранобластовые. В отдельных разностях этих пород удается наблюдать очень тонкую слоистость.

С рассмотренными выше кварцево-серицитовыми, кварцево-хлоритовыми сланцами и кварцитами тесно связаны железистые кварциты, приуроченные в основном к средней и, значительно реже, к нижней части бурмашинской свиты. Это отчетливо слоистые темные, почти черные породы.

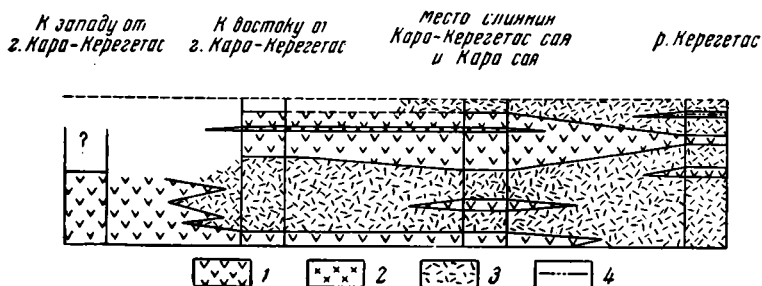
Доломитовые мраморы и мраморизованные доломиты, встречающиеся в средней части бурмашинской свиты, обычно средне- и мелкозернистые, окрашены в темные тона и характеризуются значительным содержанием кварца (до 20%). Большинство этих пород заметно слоисты. В отдельных участках удается наблюдать существенное окварцевание этих пород.

Описание конкретных разрезов и отдельных горных пород, входящих в состав бурмашинской свиты, показывает достаточно сложное фациальное строение ее, о чем уже упоминалось выше. Здесь мы еще раз подчеркнем наиболее характерные черты строения бурмашинской свиты.

Прежде всего почти везде в южной части Карсакпайского синклинория данная свита отчетливо подразделяется на три части: нижнюю, сложенную порфиритоидами и зелеными сланцами; среднюю, состоящую из кварцево-хлоритовых, кварцево-серицитово-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев с прослоями черных графитовых микрокварцитов, кварцитовид-

ных сланцев, железистых кварцитов, доломитовых мраморов и мраморизованных доломитов и мелкозернистых безрудных кварцитов, и верхнюю, в которой развиты зеленые сланцы и порфиритоиды.

Нижняя часть бурмашинской свиты представлена в основном порфиритоидами и зелеными сланцами, однако количественные соотношения тех и других в отдельных разрезах не остаются постоянными. На севере изученного района она целиком сложена плотными, темно-зелеными порфиритоидами. Южнее, в восточных выходах ее, уже в районе р. Кумолы,



Фиг. 14. Схема строения нижней пачки бурмашинской свиты в районе р. Керегетас и ее притоков Кара-Керегетассая и Карасая (вертикальный масштаб в пять раз больше горизонтального):

1 — порфиритоиды; 2 — порфириоиды; 3 — зеленые сланцы; 4 — графитовые микрокварциты

в ней появляются две пачки коричневато-зеленых, зеленых хлорито-актинолитовых, актинолитово-хлоритово-эпидотовых и актинолитово-хлоритово-цолитовых сланцев. Первая из этих пачек располагается в основании нижней части свиты и имеет мощность около 50—70 м, вторая — в сотне метров выше по разрезу. Мощность ее около 30 м. На западе, в районе р. Кумолы, выходы пород нижней части свиты отсутствуют.

Проследивая южнее строение нижней части бурмашинской свиты, мы видим уже почти полное замещение порфиритоидов зелеными сланцами в восточном крыле синклиория. В более западных разрезах, по р. Керегетас и ее притоку сая Кара-Керегетас еще сохраняются отдельные достаточно мощные пачки порфиритоидов, количество которых в общем увеличивается в западном направлении (фиг. 14). В небольшом развитии встречены порфириоиды и черные микрозернистые кварциты.

Еще далее на юг мы видим полное исчезновение порфиритоидов, и нижняя часть бурмашинской свиты на широте верховьев сая Бурмаша состоит целиком из зеленых сланцев, содержащих линзовидные прослои железистых и безрудных кварцитов.

На широте южного сая Тумурза в ее составе вновь начинают появляться отдельные прослои и пачки порфиритоидов, причем наибольшее их развитие опять-таки приурочено к западному крылу. В западном крыле вся нижняя часть свиты, за исключением 50 м вверху ее, сложена порфиритоидами, в то время как в восточном крыле она сплошь состоит из зеленых сланцев. Южнее выходы пород нижней части свиты известны лишь в западном крыле, где они представлены почти сплошь массивными темно-зелеными порфиритоидами, среди которых встречаются маломощные пачки железистых и безрудных кварцитов, черных графитовых микрокварцитов и кварцитовидных сланцев.

Таким образом, нижняя часть бурмашинской свиты состоит из порфиритоидов, замещающихся по простиранию и вкост него разнообразными сланцами, причем наиболее часто прослои порфиритоидов бывают приурочены к западному крылу синклиория.

Не менее сложно построена и средняя часть бурмашинской свиты. В районе Кенсасая она сложена в основном кварцево-серицитовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами, с отдельными выклинивающимися по простиранию прослоями железистых и безрудных мелкозернистых кварцитов. В северной части изученного района достаточно четко прослеживаются два прослоя железистых кварцитов, один из которых располагается близко к основанию средней части, другой — в верху ее. Между Кенсасаем и р. Кумолой выше сланцев, железистых кварцитов и кварцитов залегают порфиритоиды и зеленые сланцы. Далее на юг, до района р. Кумолы, в средней части бурмашинской свиты увеличивается количество прослоев черных, графитовых микрокварцитов и кварцитовидных сланцев. Еще южнее, на широте горы Балбраун и р. Керегетас количество прослоев черных графитовых микрокварцитов и кварцитовидных сланцев еще более возрастает, а кварцево-серицитовые и кварцево-серицито-хлоритовые сланцы сменяются кварцево-хлоритовыми разностями. Два прослоя железистых кварцитов (в основании и в верху) сохраняются и здесь, однако их мощности заметно убывают.

В районе правобережья р. Керегетас средняя часть свиты имеет строение, в общем, близкое к описанному выше, отличаясь лишь большим содержанием белых мелкозернистых кварцитов и дальнейшим сокращением прослоев железистых кварцитов, которые совершенно отсутствуют в районе к югу от верховьев сая Сарыбулак. Далее на юг мы вновь увидим их появление в районе среднего течения сая Бурмаша, но количество, мощности и протяженность отдельных линзовидных тел их здесь немного меньше, чем в более северных районах.

На широте сая Сарыбулак мы сталкиваемся с другими, более существенными изменениями средней части бурмашинской свиты. Осадочные образования средней части бурмашинской свиты распадаются на отдельные полосы, залегающие среди зеленых сланцев и порфиритоидов (см. описание разреза по сая Тумурза). По-видимому здесь происходит резкое фациальное замещение осадочных пород породами вулканогенными. Впервые это удастся наблюдать в верховьях сая Сарыбулак, где в средней части пачки появляется достаточно мощный прослой туфогенных пород, замещающих к югу вновь осадочными образованиями.

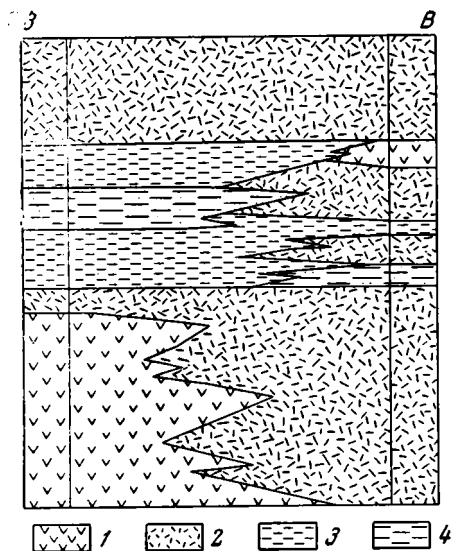
Но наиболее четко это проявляется в среднем течении сая Бурмаша, где сразу вся средняя часть бурмашинской свиты, ранее сложенная одними осадочными образованиями, распадается на шесть примерно равных по ширине полос, сложенных кварцево-хлоритовыми сланцами, безрудными и железистыми кварцитами, мраморами и кварцитовидными сланцами, как бы вклинивающимися в различные вулканогенные породы. В 7—8 км к северу от излучины р. Дюсембай появляются лежащие выше отложения бурмашинской свиты, разделяющие выходы лежащих ниже пород на две части. В западных выходах мы видим резкое и сравнительно быстро замещение осадочных образований средней части бурмашинской свиты туфогенными и эффузивными образованиями. В районе излучины р. Дюсембай сохраняются лишь два небольших прослоя черных графитистых микрокварцитов. Южнее мощность осадочных образований вновь резко возрастает и на широте сая Тумурза достигает примерно 450—500 м (фиг. 15).

Несколько иначе происходит замещение в восточных выходах средней части бурмашинской свиты. В среднем течении сая Бурмаша наблюдаются четыре полосы осадочных образований, разделенных вулканогенными породами. По мере прослеживания их к югу видно постепенное уменьшение их ширины, вплоть до полного выклинивания. В районе широтной излучины р. Дюсембай количество полос сокращается до трех, а на широте сая Тумурза до двух, причем и они немного южнее выклиниваются.

К югу от сая Тумурза породы бурмашинской свиты перекрываются мезозойско-кайнозойскими образованиями и вновь обнажаются в долинах

Шоллакская и р. Белеуты, где они представлены кварцево-серицитовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами, чередующимися с черными графитистыми микрокварцитами, мраморизованными известняками с редкими прослоями железистых кварцитов.

Наиболее просто построены самые верхние части бурмашинской свиты, впервые обнажающиеся в районе среднего течения сая Бурмаша, которые состоят в основном из разнообразных туфогенных пород, содержащих не-



Фиг. 15. Схема строения бурмашинской свиты на широте южного Тумурзасая (вертикальный масштаб в пять раз больше горизонтального):

1 — порфиритоиды; 2 — зеленые сланцы; 3 — кварцево-хлоритовые сланцы; 4 — графитовые микрокварциты

большие линзообразные тела метаморфизованных лав. В южном направлении количество лавовых покровов несколько увеличивается. Таким образом, устанавливается, что в восточных разрезах бурмашинской свиты существенно преобладают лавовые покровы, замещающиеся в западном направлении туфогенными и осадочными образованиями.

Несколько слов об изменении мощностей отдельных частей разреза бурмашинской свиты. Безусловно, что установление истинных величин мощностей в сложно дислоцированных докембрийский толщах — процесс достаточно трудный и подчас даже невозможный. Тем не менее нам представляется весьма вероятным, что в районе Кенсасая до широтного отрезка р. Дюсембай происходит некоторое разрастание мощности нижней и средней пачек, это видно из увеличения ширины их выходов, при более или менее одинаковых углах наклона пластов и отсутствии сравнительно крупных складок. Так, например, если подсчеты мощности

нижней пачки в районе Кенсаская дают цифры 250—300 м, а средней пачки — 300—350 м, то в районе сая Тумурза мощность нижней пачки может быть оценена в 600—700 м, а средней — 700—800 м. Вероятность такого изменения мощностей, как мы увидим в дальнейшем, достаточно хорошо согласуется с некоторыми сторонами геологического развития Карсакпайского синклинория.

Общая мощность бурмашинской свиты не менее 2000—2300 м.

Карсакпайская свита¹

Отложения, выделяемые под названием карсакпайской свиты, залегают с резким несогласием и перерывом на подстилающих породах, что отчетливо выявляется по их залеганию на совершенно различных по возрасту породах. Так, например в районе сая Кара-Керегетас, породы карсакпайской свиты лежат на порфиритоидах бурмашинской свиты, в районе урочища Унгуршат — на породах керегетасской свиты, а в районе сая Татпен (Майтубинский антиклинорий) — на породах дюсембайской свиты. Кроме того, даже в центральных частях синклинория удается наблюдать азимутальное несогласие между породами бурмашинской и карсакпайской свит (фиг. 16).

¹ Карсакпайская свита, выделенная впервые в пределах Улутавской зоны К. И. Сатпаевым, включала в себя породы бурмашинской и карсакпайской свит.

Отложения карсакпайской свиты пользуются широким распространением в южной части Улутавской зоны. Наибольшие поля развития их приурочены к центральным частям Карсакпайского синклинория, протягиваясь меридиональной полосой от правобережья сая Кенсаз через пос. Карсакпай к сая Кара. Менее значительные площади выходов пород карсакпайской свиты известны в более приподнятых частях Карсакпайского синклинория (район урочища Унгуршат, широтной излучины р. Дюсембай, северных притоков сая Джийде и др.) и в пределах Майтубинского антиклинория (район сая Татпен).

Карсакпайская свита состоит из разнообразных по своему внешнему облику безрудных кварцитов, кварцево-серицитовых, кварцево-серицитово-хлоритовых сланцев, мраморов и железистых кварцитов.

Наиболее полные и хорошо изученные разрезы этих образований расположены в районе гор Балбраун и Керегетас, где они вскрыты вкрест простирания многочисленными канавами и шурфами. Ниже будет дано описание разреза карсакпайской свиты, обнаженного по левому берегу Кара-Керегетас сая. Здесь прослеживаются (снизу вверх):

1. В 2 км к западу от Кара-Керегетас сая на порфитоидах нижней пачки бурмашинской свиты залегают кварциты белые, коричневатые, серые, мелкозернистые, дающие при выветривании характерные кавернозные поверхности. Достаточно часто встречаются брекчиевидные разности, состоящие из угловатых изометричных обломков кварцитов, сцементированных кварцевым и кварцево-железистым цементом. Мощность пачки кварцитов около 100 м. Азимут падения пород 85° , угол падения 60° .

2. Выше по разрезу они сменяются кварцево-серицитовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами с линзами ($3-5 \times 0,5-1$ м) буроватых, сильно окварцованных мраморов. В верхней части пачки залегают два малоомощных прослоя железистых кварцитов. Сланцы и мраморы вскрыты в основном по линии шурфов, расположенных в 1 км к северу от левого берега Кара-Керегетас сая. Мощность этой пачки около 250 м. Азимут падения пород $80-90^\circ$, угол падения 70° .

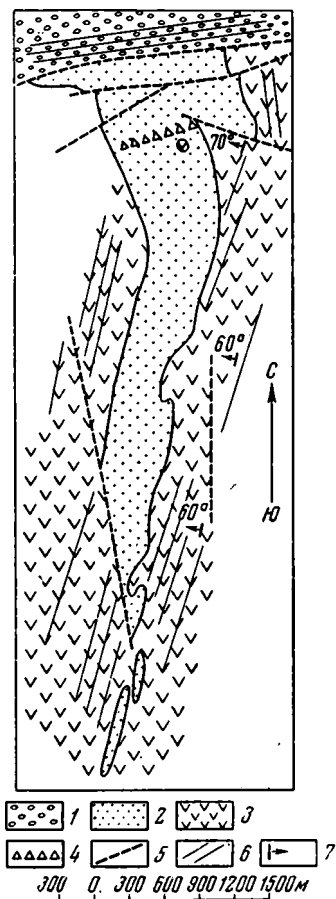
3. Сланцы сменяются пачкой хлорито-актинолитовых и актинолито-хлоритово-эпидотовых сланцев, содержащих в верхней части небольшие прослои серых мелкозернистых кварцитов. Мощность этих пород около 150 м.

4. Верхняя часть карсакпайской свиты сложена кварцево-серицитовыми, кварцево-серицито-хлоритовыми и серицито-хлоритовыми сланцами, с железистыми кварцитами, гематитовыми сланцами и безрудными кварцитами с отдельными линзами зеленых сланцев. Мощность пачки около 300-350 м.

Эти породы обнажаются в районе горы Керегетас, слагая центральную часть синклинальной складки.

Строение карсакпайской свиты севернее, в районе месторождения Балбраун несколько меняется, в разрезе исчезают прослои зеленых сланцев.

В более северных участках упомянутой выше меридиональной полосы выходов строение карсакпайской свиты, в общем, близко к разрезу месторождения Балбраун. Единственным отличием является почти повсеместное



Фиг. 16. Схематическая геологическая карта района г. Каголай:

1 — отложения среднего и верхнего девона; 2 — отложения карсакпайской свиты; 3 — отложения бурмашинской свиты; 4 — брекчированные кварциты; 5 — разломы; 6 — линии простирания; 7 — элементы залегания

отсутствие здесь, вследствие тектонических причин, верхней пачки, содержащей мощные прослои железистых кварцитов. Некоторые небольшие изменения наблюдаются в нижней кварцитовой пачке, увеличивающейся в мощности до 170—180 м. Среди кварцитов встречены отдельные прослои тонкозернистых кварцево-амфиболовых пород. Сланцы, сменяющие кварциты вверх по разрезу, отличаются большей степенью метаморфизма, чем аналогичные породы в районе месторождений Балбраун и Керегетас. Если в последних это кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые сланцы, то в более северных районах это кварцево-мусковитовые породы, местами сильно окварцованные.

По простираанию карсакпайской свиты часто наблюдается исчезновение отдельных прослоев железистых кварцитов. Наиболее широко эти явления распространены к северу от горы Балбраун, где нередко видно, что по мере приближения к окончанию полос железистых кварцитов, часто наблюдается постепенное разубоживание их с увеличением числа безрудных прослоев (мелкозернистых кварцитов, кварцево-серицитовых и кварцево-серицито-хлоритовых сланцев). О явлениях простого выклинивания железистых кварцитов свидетельствуют также элементы залегания, говорящие об отсутствии здесь центриклинально замыкающихся складок, и сама форма этих окончаний. В то же время необходимо отметить, что в районе гор Балбраун и Керегетас не исключена возможность некоторого повторения разреза за счет сложной изоклинальной складчатости и небольших продольных разрывов. Это тем более вероятно, что в некоторых полосах железистых кварцитов при бурении обнаруживается уменьшение мощности, а иногда и исчезновение их на глубину.

В пределах южной части Улутавской зоны выходы карсакпайской свиты в центральных частях синклиория известны еще в районе широтной излучины р. Дюсембай, где они слагают отдельные мелкие синклинали. Строение карсакпайской свиты в этих структурах несколько отличается от ее строения в районе месторождений Балбраун и Керегетас.

Здесь преимущественно развиты белые, серые, иногда розовые мелкозернистые кварциты, часто сменяющиеся по простираанию брекчиевидными кварцитами. Среди разнообразных кварцитов встречаются небольшие по мощности и быстро выклинивающиеся по простираанию прослои кварцево-серицитовых и кварцево-серицито-хлоритовых сланцев и тонкозернистых плотных кварцито-видных пород. В кварцитах иногда обнаруживаются отдельные неправильной формы участки сильно окварцованных мраморов. Мощность пород карсакпайской свиты в районе широтной излучины р. Дюсембай не превышает 300—350 м.

Аналогичные разрезы унгулинской свиты (аналог карсакпайской свиты) приводятся Л. И. Филатовой (1956) для более северных частей Карсакпайского синклиория, где она представлена двухсотметровой толщей брекчиевидных кварцитов, микрокварцитов и мраморов.

Сравнивая приводимые выше разрезы, нетрудно видеть, что при движении на юг и север от района гор Балбраун и Керегетас происходит сокращение мощности карсакпайской свиты; из ее разреза почти целиком исчезают сланцы и железистые кварциты и широкое развитие приобретают разнообразные кварциты.

Все приведенные разрезы относятся к выходам карсакпайской свиты, известным в центральных частях Карсакпайского синклиория. Однако, кроме центральных частей синклиория, отложения карсакпайской свиты известны и в крыльях его и даже на западном склоне Майтубинского антиклиория, где они залегают несогласно на различных по возрасту образованиях.

В восточном крыле Карсакпайского синклиория выходы пород карсакпайской свиты известны лишь в районе урочища Унгуршат (левобережье р. Керегетас), где они представлены 200—250-метровой толщей

среднезернистых коричневатых и фиолетовых мраморов, часто окварцованных, с прослоями безрудных и, реже, железистых кварцитов.

Значительно шире породы карсакпайской свиты распространены в пределах западного крыла синклинория. Выходы их в этой части структуры известны в районе горы Кызымчек, северных притоков сая Джийде и в ряде других мест. В районе горы Кызымчек породы карсакпайской свиты слагают узкую синклиналию складку, в западном крыле которой они залегают на породах тумурзинской, татпенской и белкудукской свит. Наиболее хорошие разрезы карсакпайской свиты в этой структуре удастся наблюдать в районе горы Кызымчек, где они вскрыты разведочными канавами. Здесь развита толща тонкозернистых кварцитов, графитистых кварцитов и кварцитовидных сланцев, мощностью 250—270 м. На остальных участках западного крыла Карсакпайского синклинория (северные притоки сая Джийде, р. Белеуты), строение карсакпайской свиты в общем сходно с описанным выше. Правда, наблюдается некоторое уменьшение в разрезе черных графитовых микрокварцитов.

В районе Майтубинского антиклинория (саи Татпен, Жуанкар и р. Карасире), как уже упоминалось, образования карсакпайской свиты распространены крайне незначительно. В ее состав здесь входят разнообразные по своему внешнему облику кварциты, реже мраморы. Максимальная мощность пород карсакпайской свиты в пределах антиклинория не превышает 250—300 м.

Описание отдельных разрезов показывает, что породы, входящие в состав карсакпайской свиты, весьма разнообразны. Ниже будет дано краткое описание основных групп пород, входящих в состав карсакпайской свиты.

Прежде всего необходимо отметить разнообразные по своему внешнему облику безрудные кварциты. Четко выделяются кварциты, тесно связанные в своем распространении с прослоями железистых кварцитов. Это красные, сиреневые, темно-серые мелкозернистые породы, состоящие из тонкого агрегата зерен кварца (0,05 мм и менее), с тем или иным количеством рудного минерала, чаще всего гематита. Наиболее вероятно, что эти породы являются метаморфизованными яшмами.

В отличие от кварцитов яшмовидного облика в составе карсакпайской свиты широко развиты разнообразные белые, серые коричневатые, отчетливо зернистые кварциты (фиг. 17).

Структуры кварцитов гранобластовые и торцовые, текстуры массивные, реже сланцеватые. При выветривании на поверхности кварцитов образуются своеобразные каверны. Кроме кварца, в этих породах в ограниченных количествах встречаются рудный минерал (гематит) и серицит, обычно рассеянные среди основной массы кварца. Размеры кварцевых зерен колеблются от 0,1 до 0,3—0,5 мм. Большое разнообразие внешнего облика кварцитов, вероятно, связано с их различным первичным составом. Так, например, не вызывает сомнений происхождение кавернозных кварцитов за счет окварцевания карбонатных пород, поскольку непосредственно в поле удастся наблюдать среди аналогичных кварцитов сохранившиеся участки мраморов. Равномернозернистые кварциты, вероятно, образованы за счет метаморфизма существенно кремнистых пород.

В поле подчас трудно выяснить в каждом конкретном разрезе, какие из упомянутых выше типов кварцитов слагают ту или иную часть пачки и прослоя.

При описании конкретных разрезов часто упоминалось о том, что среди кварцитов широко распространены разности, обладающие брекчиевидными структурами. Эти породы часто залегают в виде отдельных линзовидных прослоев, основная масса которых приурочена к основанию карсакпайской свиты. Весьма вероятно, что большая часть их образована за счет метаморфизма седиментационных брекчий. Однако не исключена



Фиг. 17. Равномернозернистый кварцит карсакпайской свиты. $\frac{1}{2}$ нат. вел.

возможность, что некоторые из этих брекчий имеют отличное происхождение, ибо в ряде мест удалось наблюдать, как прослой брекчий секут вмещающие их породы, что свидетельствует об их тектонической природе. Интересно отметить, что сходные, но также непонятного генезиса образования обнаружены Ван Хайзом и Лейсом (Van Hise a. Leith, 1911) в железорудной формации Соудан в районе оз. Вермилион.

Не совсем ясными остаются также и процессы окварцевания карбонатных пород и превращения их в кварциты. Мы по-существу не имеем никаких данных о времени этих процессов, т. е. о том, были ли они диагенетическими или более поздними — эпигенетическими. Дело в том, что в целом ряде пород карсакпайской свиты удается наблюдать процессы более позднего окварцевания, выражающиеся в появлении многочисленных жилок халцедона, а иногда и в полном замещении породы халцедоном. Однако эти процессы заведомо более поздние, чем тот процесс окварцевания карбонатных и некоторых других пород, о котором мы говорили ранее, так как здесь кремнезем и кварц, хорошо раскристаллизован и, несомненно, был привнесен еще до метаморфизма этих пород. Случаи окварцевания пород в толщах железистых кварцитов известны и, в частности, были описаны Данном (Dunn, 1941) в штате Сингхбум, Индия. Автор предполагает более поздний, эпигенетический их характер, хотя и не приводит каких-либо определенных доказательств в пользу такой точки зрения. Нам представляется, что основное окварцевание этих пород происходило на ранних стадиях их формирования в момент диагенеза, ибо для всей свиты в целом характерна повышенная кремнистость пород.

Графитовые микрокварциты и кварцитовидные сланцы, распространенные очень широко в некоторых разрезах карсакпайской свиты, представляют собой черные тонкозернистые и тонкослоистые породы. Структура пород — лепидогранобластовая, текстура — сланцеватая. Состоят

они на 75—80% из тонкозернистого (0,5 мм) агрегата кварца, содержащего пылевидные скопления и чешуйки графита. Кроме кварца и графита, в незначительных количествах встречаются серицит и гематит. Эти породы являются, вероятно, метаморфизованными кремнисто-углистыми сланцами.

Мраморы, встречающиеся среди кварцитов, характеризуются крупнозернистым сложением, торцовыми структурами и значительным содержанием кварца (25—30%).

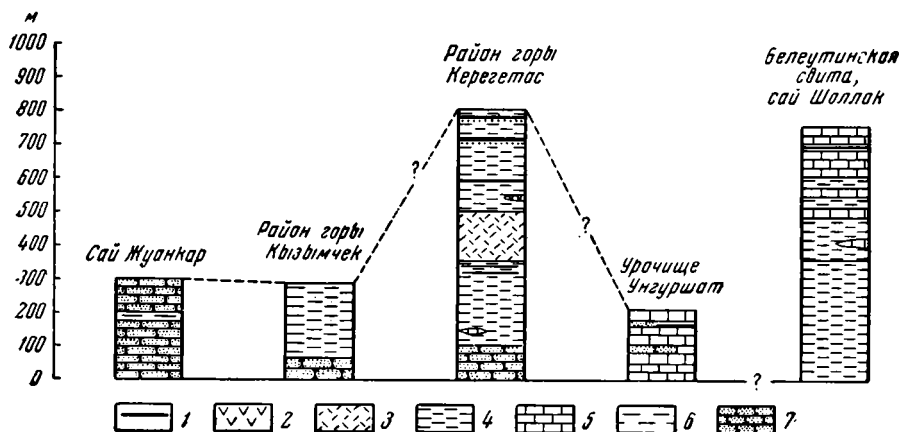
Группа кварцево-серицитовых, кварцево-серицитово-хлоритовых и кварцево-хлоритовых сланцев распространена больше всего в районе гор Балбраун и Керегетас. Внешне это серые, зеленовато-серые, желтоватые, бурые тонколистоватые породы с хорошо сохранившейся слоистостью. Структуры пород лепидогранобластовые, текстуры — сланцеватые. В них распространены кварц, серицит, гидрослюда, апатит, турмалин, сфен. В разных количествах встречаются гематит, реже мартит. Основную массу этих пород (до 60—65%) составляет мелкозернистый (0,01—0,1 мм) гранобластовый агрегат зерен кварца, среди которых рассеяны мелкие зерна рудных минералов, апатита, сфена и турмалина. Слюдистые минералы обычно обособляются в виде отдельных полос, четко подчеркивающих сланцеватую текстуру породы. Среди слюдистых минералов обычно преобладает серицит, либо хлорит. Однако к северу от пос. Карсакпай достаточно часто встречаются кварцево-мусковитовые разновидности сланцев. В некоторых сланцах среди мелкозернистого агрегата кварца наблюдаются более крупные зерна кварца (до 1 мм в диаметре). Слюдистые прослойки обычно огибают эти зерна, являющиеся, вероятно, реликтами обломков. Форма более крупных зерен кварца обычно круглая, с корродированными краями. Весьма вероятно, что рассматриваемая выше группа сланцев является метаморфизованными аргиллитами, содержащими в некоторых случаях более крупные обломочные зерна кварца.

Железистые кварциты карсакпайской свиты, судя по данным Т. А. Сатпаевой и М. А. Яренской (1955), Ю. Ир. Половинкиной и Б. В. Розиной (1956), весьма сходны с аналогичными образованиями, встречающимися в составе бурмашинской свиты. Внешне это черные, чаще массивные породы с металлическим блеском. Структуры пород гранобластовые, порфиробластовые, текстуры массивные или сланцеватые. В отличие от железистых кварцитов бурмашинской свиты, здесь чаще встречаются разновидности с плохо заметной слоистостью и более широким развитием пользуются гематитовые сланцы.

В некоторых разрезах карсакпайской свиты (например, в районе горы Керегетас) распространены темно-зеленые, коричневатозеленые хлоритово-актинолитовые и актинолитово-хлоритово-эпидотовые сланцы. Структуры этих пород нематобластовые и лепидобластовые, текстуры сланцеватые. Минералогический состав их крайне непостоянен и резко варьирует не столько в качественном отношении, сколько в количественных соотношениях того или иного минерала. Почти всегда здесь встречаются актинолит, хлорит, эпидот, альбит, в меньших количествах — биотит, кварц, серицит, гематит, магнетит. Размеры отдельных зерен колеблются от 0,02 до 0,2 мм. Кроме мелкозернистой основной массы, состоящей в основном из актинолита, альбита и эпидота, в сланцах встречаются отдельные более крупные зерна (0,5—0,8 мм) кварца, биотита и актинолита. По своему минералогическому составу они сходны с зелеными сланцами бурмашинской свиты, являющимися метаморфизованными туфами основных эффузивов.

Рассмотрев в кратких чертах состав пород карсакпайской свиты, вернемся к вопросу о фациальном строении ее. Наиболее полный разрез карсакпайской свиты известен в районе гор Балбраун и Керегетас, где она достаточно четко подразделяется на три крупные части. Нижняя сложена

кварцитами, брекчиевидными кварцитами и мраморами. Мощность этой пачки колеблется от 100 до 150 м. Выше кварцитов залегают кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы, содержащие отдельные прослои кварцитов и линзы мраморов. Верхняя часть свиты состоит из кварцево-серицитовых и кварцево-серицито-хлоритовых сланцев с прослоями железистых и безрудных кварцитов. Общая мощность карсакпайской свиты в районе месторождений равна 750—800 м. В районе горы Керегетас, выше пачки кварцитов, появляются прослои хлорито-актинолитовых и актинолито-хлорито-эпидотовых сланцев, отсутствующих в остальных разрезах карсакпайской свиты, причем в ряде случаев прослои этих пород играют достаточно существенную роль, слагая большую часть разреза.



Фиг. 18. Схема сопоставления разрезов карсакпайской свиты:

1 — железистые кварциты; 2 — порфириитоиды; 3 — зеленые сланцы; 4 — кварцево-серицитовые кварцево-серицито-хлоритовые и кремнистые сланцы; 5 — мраморы; 6 — графитистые микрокварциты; 7 — кварциты

К северу от горы Балбраун разрез карсакпайской свиты несколько меняется. Здесь также выделяются в основании свиты пачка кварцитов и лежащая выше сланцевая часть ее. Однако мощности кварцевой пачки увеличиваются до 180—200 м. В верхней сланцевой части резко уменьшается количество железистых кварцитов.

Более существенные изменения наблюдаются в остальных площадях распространения карсакпайской свиты. Как мы уже отмечали, в центральных частях синклиория к северу и югу от гор Балбраун и Керегетас она сложена почти целиком толщей разнообразных кварцитов с редкими прослоями железистых кварцитов и сланцев. Мощность не превышает 250 м. Таким образом, в этих районах наблюдается увеличение количества кварцитов в составе карсакпайской свиты, которые, вероятно, замещают нижнюю часть сланцевой пачки. Аналогичные изменения, выражающиеся в резком увеличении пачек кварцитов и графитовых микрокварцитов, прослеживаются в западном направлении. Здесь карсакпайская свита также сложена толщей разнообразных кварцитов и графитовых микрокварцитов (сай Татпен, гора Кызымчек и северные притоки сая Джийде). Максимальная видимая мощность ее равняется здесь 250—300 м. Прослои железистых кварцитов здесь отсутствуют.

В восточном крыле Карсакпайского синклиория выходы карсакпайской свиты очень малочисленны. Породы ее известны лишь в районе урочища Унгуршат (левобережье Керегетас), где она представлена мраморами и кварцитами с тонкими прослойками железистых кварцитов.

Невозможность детально сопоставить между собой разрезы отдельных разрозненных выходов карсакпайской свиты не позволяет выяснить, чему соответствует трехсотметровая толща кварцитов, развитая в более приподнятых частях структур Улутавской зоны. Она может являться стратиграфическим аналогом всего разреза карсакпайской свиты района гор Балбраун и Керегетас. Однако не исключена возможность, что она соответствует лишь части карсакпайской свиты.

Тем не менее совершенно ясно, что в стороны от месторождений происходит изменение строения карсакпайской свиты и широкое развитие в составе ее получают кварциты, частично образованные за счет окварцевания карбонатных пород, мраморы, с одновременным уменьшением количества сланцев и железистых кварцитов (фиг. 18).

Белеутинская свита

Породы этой свиты распространены крайне незначительно. Их выходы известны лишь в районе верхнего течения Шоллак сая и р. Белеуты. Стратиграфическое положение этих пород не совсем ясно. В пределах изученного района породы, выделяемые в составе белеутинской свиты, залегают на породах верхней части бурмашинской. В ряде случаев удается наблюдать отчетливое азимутальное несогласие между ними, хотя в целом их условия залегания достаточно близки. Вполне вероятно, что эти образования являются стратиграфическими аналогами карсакпайской свиты, что, тем не менее, нельзя считать окончательно доказанным. Это обстоятельство заставляет выделять их в самостоятельную свиту, условно сопоставляемую с карсакпайской свитой других частей синклинория.

Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез этих образований встречен в верховьях Шоллак сая по одному из его левых притоков. Здесь развиты (снизу вверх):

1. Пачка сланцев зеленого, светло-зеленого и фиолетового цветов, ленточнослоистых. В ряде участков среди кремнистых сланцев встречаются отдельные маломощные прослои хлорито-серицитовых сланцев. Мощность кремнистых сланцев около 350 м.

2. Лежащие выше части разреза характеризуются появлением среди сланцев линз, а затем прослоев серых, розоватых, белых мраморизованных известняков. Количество известняков в составе этой пачки непостоянно. Наибольшее их количество известно на правобережье Шоллак сая, где распространены мощные прослои известняков с отдельными слоями кремнистых сланцев. На левобережье Шоллак сая количество кремнистых сланцев увеличивается за счет сокращения количества известняков. Мощность этой пачки около 250 м.

3. Разрез белеутинской свиты заканчивается очень пестрой пачкой, состоящей из кремнистых сланцев, мраморизованных известняков с линзами красных яшмовидных и железистых кварцитов. Мощность этих пород не превышает 100—120 м.

Таким образом, мы видим, что белеутинская свита состоит из разнообразных горных пород, краткое описание которых будет приведено ниже.

Наибольшим развитием в составе белеутинской свиты пользуются зеленовато-серые, фиолетовые тонкослоистые сланцы. Структура их микролепидогранобластовая, текстура сланцеватая, иногда — полосчатая. Минералогический состав пород следующий: кварц, серицит, хлорит, цоизит, гематит. Под микроскопом видно, что они состоят в основном из мелкозернистого серицита, развивающегося, скорее всего, по полевому шпату. Среди существенно серицитовой основной массы встречаются иногда участки, сложенные микрогранобластовым агрегатом кварца. Остальные минералы встречаются в очень ограниченных количествах и как бы рассеяны среди зерен серицита и кварца. Средний размер частиц в этих породах не превышает 0,008—0,01 мм.

Среди упомянутых выше сланцев отдельными прослоями до 10—12 м мощности встречаются породы, отличающиеся большей зернистостью и

наличием отдельных более крупных (до 1 мм) зерен, различных даже невооруженным глазом. В них часто заметна слоистость, выраженная в чередовании существенно слюдястых прослоев с более светлыми существенно кварцевыми. Структуры бластопсаммитовые, текстуры сланцеватые. Основная масса этих пород состоит из мелкозернистого (0,05—0,1 мм) агрегата кварца, серицита, хлорита, эпидота. Реже встречаются биотит, кальцит и гидрослюда. В основную массу погружены отдельные угловатые обломки размером 0,5—0,8 мм. В обломках встречаются плагиоклаз (ряда альбит — андезин), калиевый полевой шпат, циркон, в очень редких случаях встречаются обломки порфиритоидов. Первичная природа тонкозернистых и бластопсаммитовых сланцев неясна. Минералогический состав их (большое количество полевого шпата), возможно, свидетельствует о том, что они образовались за счет метаморфизма туфогенных образований — тонких туфов и туфогенных песчаников.

Мраморизованные доломиты, приуроченные к верхним частям белеутинской свиты, представлены розоватыми и серыми отчетливо слоистыми породами, состоящими из мелкозернистого агрегата доломита с небольшим количеством серицита, кварца и гематита.

Линзовидные прослои яшмовидных и железистых кварцитов весьма сходны с аналогичными породами карсакпайской свиты, отличаясь от последних лишь небольшими мощностями и протяженностью. Размеры отдельных линзовидных прослоев этих пород не превышают 200—250 м в длину, при средней ширине 20—30 м. Наиболее пестро построены верхние части белеутинской свиты, где наблюдается частое переслаивание сланцев, мраморов и содержатся прослои железистых и яшмовидных кварцитов. Следует при этом отметить, что даже в районе сая Шоллак на очень ограниченной площади в строении ее обнаруживаются достаточно резкие изменения. В частности, количество карбонатных пород в разрезе не всегда постоянно. Местами они слагают мощные пакки, в других случаях мощность их сильно сокращается, а иногда они распадаются на отдельные мелкие линзы.

Как уже отмечалось ранее, породы белеутинской свиты возможно являются стратиграфическими аналогами пород карсакпайской свиты. Если это предположение окажется в дальнейшем доказанным, то необходимо будет учитывать, что в центральных частях Карсакпайского синклинория в южном направлении карсакпайская свита фациально замещается толщей кварцево-серицитовых сланцев и мраморов с маломощными и невыдержанными по простиранию прослоями железистых кварцитов.

Отложениями карсакпайской и белеутинской свит заканчивается разрез докембрийских образований Карсакпайского синклинория. Лежащие выше образования докембрия известны лишь на западной окраине Майтубинского антиклинория, и детальное рассмотрение их не входит в нашу задачу.

Характер метаморфизма пород карсакпайской серии несколько различен в нижних и верхних ее частях, причем скачок в степени метаморфизма наблюдается на границе между керегетасской и бурмашинской свитами. Породы нижних свит серии характеризуются метаморфизмом фации зеленых сланцев в том понимании этого термина, какой бы предложен Ф. Дж. Тернером (1951). Породы этой части серии характеризуются отчетливыми бластическими структурами и сланцеватыми текстурами. Реликтовые первичные структуры сохраняются в этих породах лишь в отдельных участках. Наиболее характерные минералогические ассоциации в порфиритоидах и зеленых сланцах: актинолит — альбит — эпидот — хлорит — кальцит; в порфириодах и кварцево-полевошпатовых сланцах: альбит — биотит — хлорит — кварц; в кварцево-слюдяных сланцах (метаморфизованных терригенных образованиях): кварц — мусковит (мелкочешуйчатый) — хлорит — хлорит — альбит.

В породах верхних частей серии развит близкий комплекс минеральных новообразований. Однако существуют и некоторые отличия, свидетельствующие о более слабом метаморфизме этих пород. Среди минеральных новообразований в них не известны биотит и мусковит и очень широко развиты стильдомелан и серицит, что свидетельствует о том, что эти породы относятся к наиболее низкой температурной субфации фации зеленых сланцев. Кроме того, породы верхней части серии характеризуются лучшей сохранностью первичных структур и меньшей ролью бластеза.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ КАРСАКПАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В пределах Карсакапайского синклинория интрузивные породы развиты ограничено и в большинстве случаев приурочены к разрывным нарушениям. Среди интрузивных пород Карсакапайского синклинория достаточно четко выделяются несколько типов, отличающихся друг от друга по времени своего внедрения.

К первому типу интрузивных тел необходимо отнести согласные пластовые тела габбро-диабазов, по-видимому, сингенетичные образованию тех эффузивных толщ основного состава, в которых они встречаются. Размеры этих тел невелики и редко превышают несколько десятков метров в длину, при ширине 2—3 м.

Более крупные тела габбро и габбро-диабазов, залегающие в зонах тектонических нарушений, распространены в центральной части и западном крыле Карсакапайского синклинория. Длина этих массивов достигает 15 км при ширине 0,5—0,7 км. Это темно-зеленые, зеленовато-серые породы со среднезернистой структурой в центральной части и мелкозернистой — в приконтактной. Вблизи плоскостей разломов эти породы сильно рассланцованы. В пределах Карсакапайского синклинория габбро и габбро-диабазы распространены в виде цепочки меридионально или близмеридионально вытянутых тел, приуроченных к центральной зоне разломов. По данным Ю. Ир. Половинкиной (1952), в составе этих пород участвуют более или менее изометричные ксеноморфные зерна, состоящие из волокон очень бледного зеленоватого амфибола, заключенные в тонкозернистой массе альбита, иголок актинолита, зерен цоизита и скоплений чешуек хлорита. Плагноклаз замещен мелкозернистым агрегатом вторичных минералов. Реликтовая структура породы габбро-диабазовая, а в центральной части более крупных тел сохраняется реликтовая габбровая структура. Возраст габбро и габбро-диабазов этого типа определяется тем, что они секут отложения карсакапайской свиты.

В восточном крыле Карсакапайского синклинория к югу от сая Тураша распространены дайки диорит-порфиритов, выполняющих трещины северо-восточного простирания, параллельные разломам. Эти дайки отличаются малой мощностью (до 2—3,5 м) и небольшой протяженностью — до 2,5 км. Микроскопически устанавливается в них панидиоморфнозернистая структура, образованная плагноклазом и амфиболом, с небольшим количеством ксеноморфных выделений кварца. Плагноклаз почти целиком замещен мелкозернистым агрегатом вторичных минералов, амфибол — бледно-зеленым актинолитом и хлоритом.

Дайки диорит-порфиритов секут описанные выше габбро и габбро-диабазы, что говорит об их более молодом возрасте.

Петрографические отличия всех рассмотренных выше пород от интрузивных образований, прорывающих отложения нижнего и среднего палеозоя, позволяют предположить их докембрийский возраст.

В северной части изученного района, вблизи контакта Карсакапайского синклинория и Джезказганской впадины, распространены небольшие массивы серпентинизированных перидотитов. Это темно-зеленые, черные породы. По определению Ю. Ир. Половинкиной (1952), перидотиты

представляют собой равномернозернистые массивные породы. В составе их отмечаются крупные (до 1—2 мм) индивиды оливина (?), замещенного серпентином и отчасти карбонатом и рудным веществом. Между индивидами серпентинизированного минерала расположен бесцветный моноклинный пироксен, замещающийся бесцветным амфиболом и отчасти хлоритом, а также идиоморфные зерна магнетита. Структура породы аллотриоморфная. Возраст этих пород определяется как ордовикский на основании находок их гальки в карадокских конгломератах в районе гор Эскулы (Зайцев, 1957).

В пределах Карсакпайского синклинория наиболее развиты интрузии среднего и кислого состава. По составу они варьируют от диоритов до гранит-порфиров. Структуры этих пород гипидиоморфнозернистые или порфировидные. Возраст их считается доверхнедевонским, поскольку в пределах Улутавской зоны поднятий аналогичные породы перекрываются терригенными образованиями верхнего девона.

О ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ЮЖНОЙ ЧАСТИ УЛУТАВСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Начиная с исследовательских работ И. С. Яговкина (1927₂) возраст метаморфических толщ Улутау считается докембрийским. Однако в течение длительного времени вопрос о верхней границе докембрия в этих районах оставался, по существу, нерешенным. К. И. Сатпаев лишь в 1941 г. отметил наличие вдоль западной окраины Улутау кембрийских отложений, литологически весьма сходных с фаунистически охарактеризованными кембрийскими отложениями Каратау. В последующие годы, благодаря работам Л. И. Боровикова (1953, 1955), Н. А. Штрейса и Л. А. Книппера (Книппер, 1957, 1959), разработавших детальную стратиграфию кембрийских отложений Байконурского синклинория, вопрос о границе докембрия и палеозоя в пределах Улутавской зоны получил еще большую ясность. Разрез кембрийских отложений Улутау очень сходен литологически с разрезом аналогичных толщ Большого Каратау (Макарычев, 1957), что

Таблица 3

Сопоставление разрезов кембрийских отложений хр. Большого Каратау и Улутау

Возраст	Хр. Большой Каратау по Г. И. Макарычеву (1957)	Мощность, м	Мощность, м	Улутау, по А. Л. Книпперу (1958)
Средний и верхний кембрий	Кокбулакская свита Углистые известняки и доломиты. В средней части фауна трилобитов верхов среднего кембрия	400	50—330	Ацмиирская свита Углистые известняки, переслаивающиеся с алевролитами
	Курамсакская свита Кремнистые и кремнисто-углистые сланцы. Пластовые фосфориты	250	150	Кокतालская свита Кремнисто-углистые, кремнистые сланцы. В нижней части прослой черных яшм; конкреции фосфоритов
	Карагурская свита Песчинки, «тиллито-подобные» конгломераты и сланцы Перерыв и несогласие	40—350	200—450	Байконурская свита Грубовалунные «тиллито-подобные» конгломераты, песчаники и алевролиты Перерыв

Таблица 3 (продолжение)

Возраст	Хр. Большой Каратау по Г. И. Макарычеву (1957)	Мощность, м		Мощность, м	Улутау, по А. Л. Книпперу (1958)
Нижний Кембрий	Акумбинская свита Тонкослоистые известняки и известково-хлоритовые сланцы	300		400—600	Курайлинская свита Пестроокрашенные сланцы с прослоями песчаников. Эти породы фациально замещаются яшмами, кремнистыми сланцами и туфами кислых эффузивов
	Алтынтауская свита Глинистые сланцы, алевролиты фиолетового цвета	250			
	Кенсайская свита Алевролиты и кремнистые сланцы	70—200		300	Булантинская свита Кремнистые, кремнисто-углистые сланцы. В верхней части слой черных яшм и иногда известняков Перерыв
	Кумыстинская свита Грубозернистые туфогенные песчаники и алевролиты	100—250		300	Жалтауская свита Туфы, туфопесчаники, кварцевые порфиры, замещающиеся кварцитами, кварцевыми гравелитами и оолитовыми халцедонитами Перерыв
Докембрий	Рангская свита Конгломераты, песчаники и алевролиты Перерыв и несогласие	0—200		50—400	Улутавская свита Базальные конгломераты, в верхней части грубозернистые песчаники Перерыв и несогласие
	Бакырлинская свита Доломиты и известняки	400			
	Шованская свита Тонкослоистые известняки, известково-хлоритовые сланцы, линзы кислых эффузивов	80—250		1000—1200	Еременьтауская серия, кварцевые порфиры, диабазовые порфириты, туфы, туфопесчаники
	Кайнарская свита Эффузивные и терригенно-обломочные породы	1000—2000			

позволяет сопоставить их достаточно убедительно (табл. 3). В то же время кембрийские отложения Улутау подстилаются наименее метаморфизованными отложениями еременьтауской серии.

Таким образом, рассмотренные выше метаморфические толщи Улутау залегают под мощными толщами горных пород, докембрийский возраст которых достаточно определенно устанавливается на основании залегания их

под содержащими фауну кембрийскими и ордовикскими образованиями. Все эти данные позволяют утверждать, что в настоящее время верхняя граница докембрия в Улутавской зоне более определена и должна проводиться в основании улутавской свиты.

Следующим является вопрос о выделении внутри докембрия отдельных возрастных подразделений. Общепринятым является подразделение докембрия на архей и протерозой. Однако необходимо отметить большую условность выделения этих возрастных подразделений. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ, ввиду отсутствия в них фауны, даже в пределах отдельных регионов основано в большинстве случаев на литологическом методе и на изучении степени метаморфизма, имеющих, безусловно, чисто местное значение. Поэтому сопоставление выделенных по такому принципу метаморфических компонентов между удаленными районами является достаточно условным. Эта точка зрения в настоящее время разделяется многими геологами¹. В 1955 г. аналогичные взгляды были приняты американской комиссией по стратиграфической номенклатуре (Nature, usage etc., 1955), отметившей чисто местное значение выделяемых в докембрии систем. Для Центрального Казахстана аналогичная точка зрения была высказана Н. А. Штрейсом (1960) в его докладе на совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. В этой работе Н. А. Штрейс предлагает отказаться от подразделения докембрия на архей и протерозой и выделить в докембрийских отложениях Центрального Казахстана четыре крупных, построенные циклично серии.

Верхняя серия, получившая на совещании название еременьятауской, представлена вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами и яшмами. Эти породы уже давно описывались в качестве самостоятельной стратиграфической единицы докембрия (Пейве, 1948; Богданов, Мазарович, Михайлов и Четверикова, 1955; Борукаев, 1955, 1960) и были известны в ряде районов Центрального Казахстана под названием уртынджалского комплекса. В пределах южной части Улутавской зоны к ним могут быть отнесены породы порфирито-порфировой серии. Для этого комплекса отложений характерны низкие ступени метаморфизма и прекрасная сохранность первичных структур. Возрастное положение их четко доказывается в северо-восточном Казахстане, где они залегают под фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими отложениями (бощекульская толща — Борукаев, 1960). Весьма вероятно, что породы еременьятауской серии, составляющие верхнюю часть докембрия, синхроничны отложениям рифейской группы, о чем уже в 1948 г. писал А. В. Пейве.

Для следующей серии на совещании было принято название карсакпайской (акдымской). Это комплекс различных вулканогенных и осадочных образований, которые метаморфизованы до фации зеленых сланцев. В некоторых районах для карсакпайской серии характерно присутствие джеспилитов. Следует отметить, что при сравнении разреза докембрийских отложений Южного Улутау с разрезами тех же толщ в других районах Центрального Казахстана четко выявляется большая полнота разреза карсакпайской серии в первом из названных районов.

Лежащие ниже породы объединяются под названием боровской серии, для которой характерно широкое развитие вулканогенных пород кислого и основного состава в нижней части, кварцитов и разнообразных сланцев — в верхней. Породы боровской серии метаморфизованы в целом значительно сильнее, чем лежащие выше образования. Однако метаморфизм их никогда не превышает средних ступеней.

В пределах южной части Улутавской зоны поднятий в состав боровской серии включаются отложения джусембайской и тумурзинской свит.

¹ Методическое руководство..., 1957; Штрейс, 1960 и др.

Весьма вероятно, что породы карсакпайской и боровской серий являются синхроничными отложениям протерозойской группы.

В основании разреза докембрийских отложений под названием зерендинской серии выделяется комплекс сильно метаморфизованных пород (гнейсы, эклогиты). Широкое распространение их отмечается в пределах Кокчетавского массива и северной части Улутавской зоны поднятий. В пределах изученного района эти образования, по-видимому, отсутствуют. Сильный метаморфизм пород зерендинской серии позволяет предположительно сопоставить их с образованиями архея других регионов.

Таким образом, в пределах южной части Улутавской зоны поднятий достаточно четко выделяются отложения докембрия, залегающие под мощным комплексом кембрийских образований. Из четырех докембрийских серий, установленных в Центральном Казахстане, в пределах изученного района наиболее широко развиты две средние (протерозойские) серии — карсакпайская и боровская.

ТЕКТОНИКА

ПОЛОЖЕНИЕ КАРСАКПАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Карсакпайский синклинорий расположен в пределах эпипалеозойской платформы, слагая западную часть Казахского складчатого массива¹. На западе он граничит с Тургайской синеклизой, а на юге и юго-востоке с Чу-Сарысульской синеклизой — крупными отрицательными структурами эпипалеозойской платформы.

Вопросы стратиграфии и тектоники мезозойско-кайнозойских отложений, слагающих верхний осадочный чехол эпипалеозойской платформы, разобраны в многочисленных специальных работах достаточно полно и подробно. К числу таких работ, которые рассматривают эти вопросы для западной части Казахского складчатого массива, относятся работы Б. А. Петрушевского (1939, 1955), В. И. Самодурова (1957), Н. С. Шатского (1951), А. Л. Яншина (1953) и мн. др.

Здесь необходимо отметить, что разрезы мезозойско-кайнозойских отложений, развитые в пределах района, по сравнению с разрезами мезозойско-кайнозойских отложений Тургайской и Чу-Сарысульской синеклиз характеризуются сокращенными мощностями, большим количеством перерывов и несогласий, выпадением из разреза ряда стратиграфических горизонтов и широким развитием конгломератов. Площади их распространения в исследованном районе крайне ограничены, и они выполняют небольшие впадины в основном эрозионного происхождения.

Казахский складчатый массив тектонически чрезвычайно разнороден. Наш район занимает в нем особое положение. На это указывал Д. Г. Сапожников (1948₂), выделявший его под названием Улутавского антиклинория. Позднее эта территория выделялась А. А. Богдановым (1954) под названием Улутавского поднятия.

Наиболее удачным термином, определяющим тектоническую сущность этого региона, является термин Улутавская зона поднятий, предложенный Ю. А. Зайцевым (1957). Этот термин подчеркивает то обстоятельство, что здесь выделяется целый ряд поднятий (Южно-Улутавское, Улутавское, Эскулинское и Арганатинское), в пределах которых на дневную поверхность выведены отложения докембрия и нижнего палеозоя в противоположность более восточным районам Джезказганской и Тенизской впадин и Сарысу-Тенизской зоне глыбовых складок², где преимущественным развитием пользуются отложения среднего и верхнего палеозоя. К тому же

¹ Термин «складчатый массив» употреблялся А. Д. Архангельским (1948) и Н. С. Шатским (1951) для названия крупных положительных структур молодых платформ.

² Наименование большинства палеозойских структур приводится по данным Ю. А. Зайцева (1957).

этот регион не представляет собой сплошных выходов пород докембрия и нижнего палеозоя, а состоит из отдельных поднятий, разделенных прогибами, которые выполнены девонскими отложениями (Шагьрлинский и Тамдинский прогибы). В пределах отдельных поднятий также известны небольшие по площади выходы девонских и каменноугольных пород, слагающих отдельные наложенные структуры (фиг. 19). Разрезы девонских и каменноугольных пород в таких наложенных структурах, как правило, более сокращенные, что выражается в резком сокращении мощностей красноцветных пород среднего девона и франского яруса верхнего девона, в выпадении из разреза отложений фаменского яруса верхнего девона и в сокращении мощностей каменноугольных отложений (Крестовников, 1939; Литвинович, 1956; Мартынова, 1956). Формы, размеры, строение и пространственное размещение наложенных структур также различны и связаны, как правило, с существованием отдельных разрывов в породах докембрия и нижнего палеозоя.

Более подробно вопросы стратиграфии отложений среднего и верхнего палеозоя и тектоники отдельных их структур в пределах Улутавской зоны рассмотрены в уже упомянутых работах.

Таким образом, в пределах Улутавской зоны устанавливаются два крупных структурных этажа: верхний, сложенный отложениями среднего и верхнего палеозоя, и нижний, состоящий из пород докембрия и нижнего палеозоя. В нижнем структурном этаже обнаружена целая серия крупных меридионально вытянутых структур, которые Н. С. Шатский назвал складчатой зоной Улутау (геосинклинальной системой; Шатский, 1946). Большие площади выходов этих пород в Улутавской зоне позволяют с достаточной достоверностью восстанавливать структуры докембрия и нижнего палеозоя в ее пределах. Центральная осевая часть ее сложена сложно дислоцированными и сравнительно сильно метаморфизованными породами докембрия, к западу и, возможно, к востоку от которых преимущественно развиты отложения нижнего палеозоя. Западные выходы нижнего палеозоя в последние годы были изучены Л. И. Боровиковым (1955), Н. А. Штрейсом и А. Л. Книппером. В результате этих работ выяснено, что здесь распространены отложения кембрийской и ордовикской систем, слагающих крупную структуру, названную Байконурским синклинорием (фиг. 20). Внутреннее строение синклинория сложное, он состоит из ряда синклинальных и антиклинальных структур, осложненных в свою очередь более мелкими складками.

Восточные выходы нижнего палеозоя, известные в горах Эскулы, представлены отложениями ордовикской системы и слагают часть сравнительно плохо изученного Эскулинского синклинория (Зайцев, 1957).

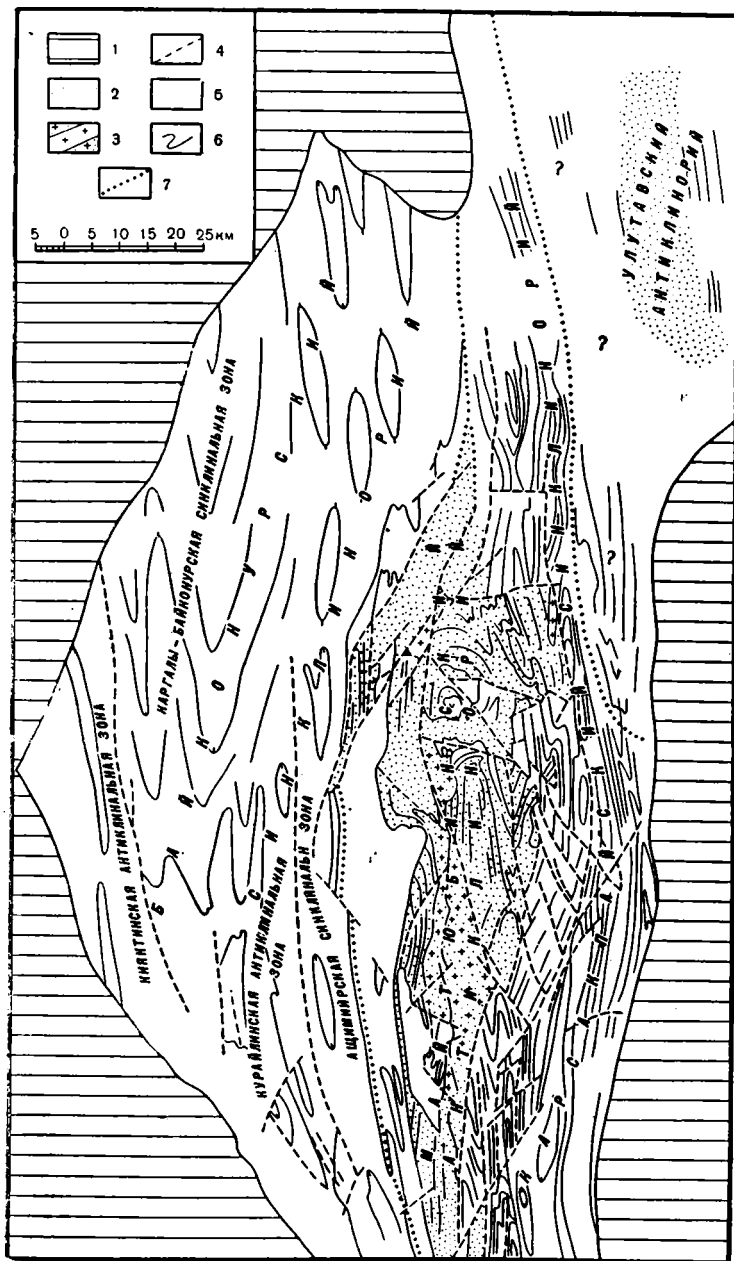
Докембрийские отложения, слагающие центральную часть Улутавской зоны и изученные нами в ее южной части, могут быть подразделены на три крупных комплекса. Нижний комплекс (боровская серия) состоит из сильно метаморфизованных и гранитизированных пород. Средний (карсакпайская серия) сложен менее метаморфизованными, в основном вулканогенными породами различного состава. Самый верхний комплекс (сеременьтавская серия) докембрия, сложенный слабо метаморфизованными вулканогенными породами, распространен очень ограниченно и пространственно связан с отложениями нижнего палеозоя. Нижний и средний комплексы участвуют в строении крупных складчатых структур докембрия, выделенных еще К. И. Сатпаевым (Бубличенко, Шлыгин и др., 1945).

Нижний комплекс обнажается в центральных частях Майтубинского и Улутавского (Кунтугажского) антиклинориев. Средний комплекс слагает разделяющий эти антиклинории Карсакпайский синклинорий. Верхний комплекс известен лишь в западном крыле Майтубинского антиклинория, у его границы с Байконурским синклинорием. Строение каждой из этих структур достаточно сложное и более подробно будет рассмотрено ниже.



Фиг. 19. Основные средне- и верхнепалеозойские структуры в южной части Улатавской зоны поднятий:

1 — области развития сплошного чехла мезокайнозойских отложений Тургайской синеклизы; 2 — области развития пород средне- и верхнепалеозойского структурного этажа; 3 — области развития пород нижнепалеозойского и докембрийского структурного этажа; 4 — донижнедевонские и досреднедевонские гранитоиды; 5 — структурные линии в отложениях средне- и верхнепалеозойского структурного этажа; 6 — простирание осей складчатых структур в отложениях нижнепалеозойского и докембрийского структурного этажа; 7 — разломы. Цифры на карте: 1 — Жетыкызская антиклиналь; 2 — Бирлишская синеклираль; 3 — Косшокинская синеклираль; 4 — Киикпайская синеклираль; 5 — Актасская грабен-синеклираль; 6 — Сарысайская синеклираль; 7 — Джийдинская синеклираль; 8 — Шоллакская синеклираль; 9 — Курайминская синеклираль



Фиг. 20. Основные структуры нижнего палеозоя и докембрия в южной части Улутавской зоны поднятий:

1 — области развития сплошного чехла доинжепадеозойских отложений; 2 — антиклинории, сложенные архейскими и нижнепротерозойскими образованиями; 3 — интрузивные породы докембрийского возраста; а) граниты, б) гранито-гнейсы, в) спениты; 4 — наиболее крупные разломы; 5 — синклинории, выполненные отложениями нижнего палеозоя, рифея и верхнего протерозоя, и крупные наложенные структуры в пределах антиклинориев, выполненные отложениями того же возраста; 6 — линии простираций; 7 — условные границы между крупными структурами

Таким образом, южная часть Карсакпайского синклинория¹ является одной из крупных структур складчатой зоны Улутау, расположенной вдоль западной окраины Казахского складчатого массива.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ СТРУКТУРЫ УЛАТАВСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ СМЕЖНЫЕ С КАРСАКПАЙСКИМ СИНКЛИНОРИЕМ

Как уже упоминалось, в пределах Улутавской зоны к востоку от нижнепалеозойского Байконурского синклинория выделяются: Майтубинский антиклинорий, Карсакпайский синклинорий и Улутавский (Кунтуганский) антиклинорий. Докембрийская структура области, располагающейся на месте Байконурского синклинория, неясна.

Перечисленные структуры обнажены в современном эрозионном срезе лишь в виде отдельных изолированных друг от друга пятен, являющихся отдельными поднятиями в герцинской структуре этого региона, вследствие чего каждая из них может быть рассмотрена лишь в пределах своих обнаженных частей.

Прежде чем перейти к описанию крупных структур докембрия Улутавской зоны, необходимо разобрать вопрос о проведении границы между ними. Вполне понятно, что любая принятая нами граница будет в известной мере условна, ибо «каждый раз, когда мы хотим установить местоположение границы между двумя сопряженными пликативными глубинными структурами, мы вынуждены допускать некоторые условности, так как любая выбранная геологическая граница будет в известной мере искусственно разрывать эти формы, связанные одним и тем же общим крылом»² (Штрейс, 1951). Тем не менее проведение такой границы необходимо для тектонического районирования изучаемой территории и оконтуривания отдельных структур. Несмотря на целый ряд условностей, мы все же всегда при достаточно подробном анализе истории геологического развития можем выявить этапы, в течение которых происходит развитие и замыкание отдельных структур. Как мы увидим в дальнейшем, начало формирования Карсакпайского синклинория в южной части Улутавской зоны происходило с момента отложения пород карсакпайской серии, залегающей резко трансгрессивно на более древних толщах докембрия. По ее базальным горизонтам мы и проводим границу между Майтубинским антиклинорием и Карсакпайским синклинорием.

Перейдем теперь к описанию упомянутых выше крупных структур докембрия Улутавской складчатой зоны.

Улутавский (Кунтуганский) антиклинорий³

К северу от изученного района в пределах Арганатинского, Улутавского и Эскулинского поднятий обнажены наиболее низкие части разреза докембрия, слагающие крупную и сложно построенную антиклинальную структуру. Обнаженные в пределах этих поднятий докембрийские образования характеризуются отчетливо выраженными северо-северо-западными простирациями.

В наиболее полно обнаженной части этой структуры (горы Арганаты), расположенной к северу от изученного района, видно, что антиклинорий состоит из серии крупных кулисообразно расположенных антиклинальных и синклинальных складок, сложенных в основном отложениями зерендин-

¹ Под южной частью Карсакпайского синклинория я понимаю район, располагающийся к югу от широты Кенсазсай.

² В понятие глубинных структур Н. А. Штрейсом включены геосинклинали, геоантиклинали, антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы, т. е. те структуры, которые определяются длительностью своего развития, большой глубиной заложения и большим пространственным протяжением.

³ Описание этой структуры приводится по данным Л. И. Филатовой (1956).

ской и боровской серий. Отдельные складки имеют ширину 15—20 км при длине 50—70 км. В западной части Улутавский антиклинорий отделен от Карсакпайского синклиниория крупным разломом, протягивающимся в северо-северо-западном направлении.

В северной части Арганатинского поднятия отчетливо наблюдается поворот осей структур Улутавского антиклинория к северо-северо-востоку и постепенное погружение их в этом направлении, что сказывается в перекрытии древних толщ докембрия стратиграфическими аналогами бурманской свиты.

Таким образом, Улутавский антиклинорий является структурой, ограничивающей с востока Карсакпайский синклиниорий, причем характер сочленения этих двух крупных структурных элементов докембрия мы видим, по существу, лишь на самом северо-западе Арганатинского поднятия. В других местах граница их перекрыта палеозойскими отложениями Джезказганской впадины, Тамдинского и Шагырлинского прогибов.

Майтубинский антиклинорий

Естественным ограничением Карсакпайского антиклинория на западе является Майтубинский антиклинорий, обнаженный в современном эрозионном срезе от южного подножья горы Котр до р. Белеуты (около 130 км). На севере, в районе р. Байконур, Майтубинский антиклинорий достигает ширины 40—45 км. Южнее он постепенно сужается, перекрываясь на западе нижнепалеозойскими отложениями Байконурского синклиниория, а на востоке более молодыми докембрийскими отложениями. Карсакпайского синклиниория. В пределах своей обнаженной части Майтубинский антиклинорий построен в достаточной степени сложно.

В обнаженных частях Майтубинского антиклинория выделяются три антиклинальные и три синклиналильные зоны северо-северо-западного простирания. Наиболее восточной из этих структур является антиклиналь, обнаженная к востоку от гор Кантубе и Керегет. В центральных частях этой антиклинали, имеющей ширину от 5,5 до 9,5 км, обнажены породы дюсембайской свиты. Восточное крыло ее оборвано разломом, по которому породы дюсембайской свиты контактируют с породами карсакпайской серии. В районе гор Яконмола развит небольшой массив гранито-гнейсов. На западном крыле на породах дюсембайской свиты с азимутальным несогласием залегают отложения более молодой тумурзинской свиты. Эта антиклинальная структура известна лишь от широты горы Котр до широты северного сая Тумурза, где она, срезаясь широтными нарушениями, контактирует с более молодыми образованиями, выполняющими Карсакпайский синклиниорий.

К западу от этой антиклинальной зоны располагается синклиналь, выполненная в центральных частях отложениями тумурзинской свиты. Ширина ее около 8—10 км. Она, в свою очередь, осложнена рядом мелких складок второго порядка. Северная часть синклинали прорвана интрузией диоритов. Южная частично сорвана серией разрывов широтного и субширотного простирания, располагающихся к югу от северного сая Тумурза. Отсюда до широтной излучины р. Дюсембай в современном эрозионном срезе обнажено только западное крыло этой синклиналильной зоны, в то время как восточные ее части срезаны разломами, ограничивающими Карсакпайский синклиниорий от Майтубинского антиклинория.

Более полно обнажены структуры следующей к западу антиклинальной зоны, состоящей из ряда кулисообразно расположенных антиклинальных складок. Ширина отдельных складок колеблется от 5 до 15 км, длина 20—25 км. Вследствие достаточно частой ундуляции шарниров складки в плане приобретают округлые, брахиформные очертания. Местами к центральным частям складок приурочены небольшие тела гранито-гнейсов,

а в районе Сарысай — сиенитов. В ядрах некоторых антиклиналей обнажены породы дюсембайской свиты. Отдельные складки этой зоны следятся от правобережья Сарысай до широты северного сая Тумурза; дальнейшее продолжение их на юг неизвестно, так как эта зона скрывается под более молодыми образованиями докембрия, выполняющими Карсакпайский синклинорий. Местами отдельные части этой зоны, благодаря наличию разломов северо-западного и широтного простирания, несколько смещены по отношению друг к другу. Западнее располагается синклинальная зона, наиболее четко прослеживающаяся к югу от горы Майтубе, в районе правобережья р. Дюсембай до широты северного сая Тумурза. В центральной части этой зоны широко распространены интрузивные образования, варьирующие по составу от гранодиоритов до габбро-диоритов. Меланократовые гнейсы с отдельными прослоями кварцитов распространены здесь лишь в виде отдельных остатков пород кровли, по которым и устанавливаются крылья складки.

Таким образом, все описанные выше складчатые структуры Майтубинского антиклинория характеризуются некоторыми общими чертами. Прежде всего, осевые плоскости их запрокинуты на запад, причем незапрокинутые восточные крылья отдельных складок относительно пологие ($20-40^\circ$), запрокинутые западные — крутые ($60-80^\circ$). В периферийных и центральных окончаниях складок углы падения пород не превышают, как правило, 30° , а чаще всего равны $10-15^\circ$. Отдельные крупные складки осложнены более мелкими, иногда очень сложными изоклинальными.

К западу от упомянутой выше синклинальной зоны располагается сложно построенная зона, протягивающаяся от верховьев р. Байконур до верховьев сая Джийде. Изучение этой зоны затруднено вследствие того, что восточное крыло и центральные части ее сложены гранитами и гранито-гнейсами, а метаморфические породы дюсембайской свиты встречаются лишь в виде очень незначительных по площади остатков пород кровли. Однако удается установить, что восточное крыло наклонено на восток, причем углы падения пород в этом крыле выполаживаются при движении с востока на запад от 70 до 10° . Породы в западном крыле наклонены на запад под углом $40-45^\circ$. Детали строения этой зоны остаются до конца не выясненными, впрочем можно предположить, что она состоит не из одной вытянутой антиклинальной складки, а из серии кулисообразно расположенных антиклиналей.

На многих участках южной части Улутавской зоны непосредственно на западное ее крыло, а иногда и на центральные части, налегают нижнепалеозойские отложения, слагающие восточное крыло Байконурского синклинория. В то же самое время в некоторых районах нам удалось наблюдать более западные структурные зоны Майтубинского антиклинория. В частности, в районе горы Алтайт располагается синклиналь, выполненная породами тумурзинской свиты. Такая же синклинальная структура известна и к югу от гор Калдыбайшоки. В районе гор Калдыбайшоки наблюдается центриклинальное замыкание по подошве пород тумурзинской свиты. Еще южнее эта синклинальная зона прослеживается в районе сая Джийде, где распространены породы тумурзинской свиты.

Одной из особенностей структуры этой зоны является запрокидывание осевых плоскостей складок на восток, в связи с чем в западных крыльях их почти повсеместно наблюдаются довольно крутые западные падения.

Кроме рассмотренных выше структурных зон, в пределах Майтубинского антиклинория развиты отдельные наложенные синклинали, выполненные отложениями карсакпайской свиты. Для этих структур характерно, что они приурочены к крупным разрывным нарушениям. Наиболее крупной из этих структур является наложенная синклиналь, располагающаяся в районе саев Татпен и Жуанкар. Восточное крыло синклинали частично оборвано достаточно крупным меридиональным разломом. Более

мелкие наложенные структуры известны в районе сая Джийде и в ряде других участков Майтубинского антиклинория.

Таким образом, Майтубинский антиклинорий построен в достаточной степени сложно. Он представляет собой закрытую веерообразную структуру, в западной части которой складки запрокинуты на восток, а в восточной — на запад. В пределах этой крупной структуры отчетливо прослеживается несколько антиклинальных и синклиналильных зон северо-северо-западного и меридионального простирания. Необходимо сказать, что эти зоны простираются под некоторым углом к простиранию складчатых структур Карсакапайского и Байконурского синклинория, вследствие чего, по мере движения к югу, обнажаются более западные структурные зоны антиклинория, в то время как более восточные срезаются серией разломов, ограничивающих Карсакапайский и Байконурский синклинории от Майтубинского антиклинория. Большую роль в строении последнего, как видно, играют разнообразные интрузивные образования. И, наконец, в пределах Майтубинского антиклинория распространены наложенные структуры, выполненные отложениями карсакапайской серии.

КАРСАКАПАЙСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ¹

Границы синклинория. Как уже упоминалось ранее, Карсакапайский синклинорий располагается между Майтубинским и Улутавским антиклинориями.

В современном эрозионном срезе мы, за исключением района Аргантинского поднятия, нигде не наблюдаем границы между Карсакапайским синклинорием и Улутавским антиклинорием. В южной части Улутавской зоны естественным ограничением Карсакапайского синклинория на востоке является западный борт Джезказганской впадины. Характер сочленения этих двух структур в разных местах различен. В северной части изученного района эти две структуры контактируют по нарушению, по которому докембрийские отложения Улутавской зоны надвинуты на палеозой Джезказганской впадины. Плоскость же разрыва наклонена к западу под углом 40—45°. Это нарушение четко прослеживается на участке между реками Бала-Джезды и Керегетас. С его существованием связаны явления запрокидывания на восток осевых плоскостей складок в приконтактных частях Джезказганской впадины и местами сложная мелкая складчатость в породах каменноугольного возраста. Южнее р. Керегетас девонские и каменноугольные отложения контактируют нормально с докембрийскими породами, падая полого (25°—30°) в сторону центральных частей Джезказганской впадины. Лишь в районе сая Ащелы, притока р. Дюсембай, по разлому северо-восточного направления они значительно смещены на запад, существенно перекрывая докембрийские образования. Южнее сая Ащелы простирание палеозойских отложений вновь становится меридиональным, а на самом юге, в районе ф. Белеуты, вдоль контакта Карсакапайского синклинория и Джезказганской впадины опять проходит меридиональный разрыв типа взброса.

Интересно отметить, что, по данным Ю. А. Зайцева, вблизи границы Карсакапайского синклинория и Джезказганской впадины располагается Западно-Улутавская зона нижнепалеозойских глубинных разломов, которая в лежащих выше отложениях Джезказганской впадины не всегда проявляется в виде нарушений сплошности слоев (Зайцев, 1957). Таким образом, в современном эрозионном срезе восточное крыло Карсакапайского синклинория обнажено не полностью, а частично перекрыто палеозойскими отложениями Джезказганской впадины.

¹ При чтении этого раздела следует пользоваться тектонической картой Казахстана (см. фиг. 49), помещенной в конце книги.

Западная граница Карсакпайского синклинория с Майтюбинским антиклинорием в южной части Улутавской зоны прослеживается довольно отчетливо и лишь в районе горы Котр скрывается под более молодыми палеозойскими отложениями.

На самом юге, в районе р. Белеуты, Карсакпайский синклинорий граничит с Майтюбинским антиклинорием по разлому, простирающемуся в меридиональном направлении. К западу от этого разлома распространены отложения тумурзинской свиты, а к востоку — кумолинской свиты. Севернее р. Белеуты контакт Карсакпайского синклинория и Майтюбинского антиклинория перекрыт мезозойско-кайнозойскими отложениями. Обнаженные вновь в районе северных притоков сая Джийде докембрийские породы относятся к более молодым толщам и включаются в состав западного крыла синклинория. Все эти данные позволяют предположить, что к северу от р. Белеуты граница антиклинория и синклинория смещена к западу. Весьма вероятно, что здесь, как и в районе р. Белеуты, синклинорий граничит с антиклинорием по меридиональному нарушению, вдоль которого в дальнейшем заложилась узкая, линейно вытянутая Джийдинская синклиналь, выполненная отложениями девона и карбона.

Севернее Джийдинской синклинали зона контакта антиклинория и синклинория плохо обнажена. К западу от нее широко развиты гранито-гнейсы, слагающие Майтюбинский антиклинорий. К востоку они сменяются кварцитами и кварцево-сланцевыми сланцами кумолинской свиты, причем непосредственного контакта между гранито-гнейсами и породами кумолинской свиты не наблюдается. Весьма вероятно, что Карсакпайский синклинорий ограничен от Майтюбинского антиклинория разломом.

Еще севернее граница этих двух структур проходит в северо-северо-восточном направлении, сначала по правому, а затем по левому берегу р. Дюсембай, постепенно удаляясь от нее все дальше на восток. Здесь они все время контактируют по системе разрывов северо-северо-восточного простирания. Нигде в указанном выше районе не удалось наблюдать непосредственно плоскости разрывов. Однако по целому ряду косвенных данных (прямолинейность в плане, элементы залегания слоев вблизи разломов и др.) можно предположить, что упомянутые разрывы являются крутопадающими ($70-80^\circ$) на восток сбросами. Амплитуду этих нарушений также не удалось измерить, однако ясно, что она достаточно велика, порядка 1500—2000 м.

От гор Актастобе до левобережья северного сая Тумурза мы наблюдаем нормальный контакт этих двух структур, т. е. непосредственное залегание отложений белкудукской свиты на разных толщах восточного крыла Майтюбинского антиклинория. По мере движения на север нижняя граница белкудукской свиты, благодаря серии разрывов северо-западного простирания, смещается постепенно к западу.

На левом берегу северного сая Тумурза Карсакпайский синклинорий значительно сужается. Его западное крыло срезано серией широтных нарушений, вдоль которых породы карсакпайской серии контактируют с более древними образованиями докембрия. Этот блок, представляющий собой тектонический клин, ограничен с трех сторон разломами. Таким образом, в северной части района в Карсакпайском синклинории отсутствует западное крыло, а центральные части его по меридиональному разлому к востоку от горы Бестюбе граничат с приподнятым блоком Майтюбинского антиклинория.

К югу от горы Котр отчетливо наблюдается крупный широтный разлом, севернее которого вновь появляются отложения западного крыла Карсакпайского синклинория. Однако севернее горы Котр, как уже отмечалось при описании строения Майтюбинского антиклинория, значительная часть докембрия Улутавской зоны перекрыта девонскими и каменноугольными отложениями, вследствие чего здесь обнажены лишь структуры Карсак-

пайского синклинория, в то время как смежные с ними положительные структуры докембрия погребены на значительную глубину под мощной серией более молодых отложений. К северу от р. Балта Карсакпайский синклинорий скрывается под девонскими отложениями, и лишь центральная часть его обнажена в ядре Жетыкызской антиклинали. И, наконец, он вновь обнаруживается вдоль западной окраины Аргаватинского поднятия.

Таким образом, видно, что в современном эрозионном срезе изучению доступна лишь небольшая часть границы Карсакпайского синклинория со смежными докембрийскими структурами. В большинстве случаев границей раздела этих структур являются зоны крупных разломов.

Морфология структур Карсакпайского синклинория

Изучение морфологии структур метаморфических толщ представляет достаточно сложную задачу, поскольку детальная стратификация их не проста. В Центральном Казахстане эта задача усложняется еще своеобразной обнаженностью горных пород в условиях мелкосопочного рельефа, когда мы, по-существу, наблюдаем плоскостные выходы почти вертикальных обнажений.

Вопросу описания складчатых структур в докембрийских толщах посвящены многочисленные геологические исследования, показывающие, что среди геологов широко распространены взгляды об очень большой сложности дислокаций этих толщ.

Так, например, А. А. Сорский, изучая складчатость архейских толщ Карелии, пишет: «В процессе изучения морфологии разнообразных складчатых форм, развитых в слоистых толщах гнейсов и сланцев Карелии, выяснилось, что подавляющее большинство крупных и мелких складок отличается единообразием строения. Это единство строения обнаруживается при рассмотрении крупных тектонических форм (порядка сотен метров и более), а также из анализа мелких складок» (1952, стр. 124).

Наши данные по тектонике Карсакпайского синклинория позволяют сделать вывод, что морфология структур разного порядка резко различна. Морфология синклинория в целом и морфология структур первого порядка, как правило, крайне проста, тогда как мелкие структуры построены очень сложно.

Высказанное положение я проиллюстрирую рассмотрением соотношения крупной структуры и мелких складчатых дислокаций в восточном крыле Карсакпайского синклинория, в районе р. Кумолы.

Если идти по этому разрезу от контакта с Джезказганской впадиной на запад, можно наблюдать следующие соотношения (фиг. 21, профиль II). В контакте с породами девонского возраста, падающими на восток с углами падения 70° , обнажена пачка желтоватых, желтовато-серых тонкослоистых кварцево-мусковитовых и кварцево-мусковито-альбитовых сланцев кумолинской свиты. Слои пород наклонены на восток с углами падения от 60° у контакта с девоном до $25-30^\circ$ в крайних западных выходах пород этой пачки.

На общем фоне этого единообразного и в целом достаточно крутого падения слоев на восток встречаются отдельные участки с более пологим или почти горизонтальным залеганием слоев и реже с обратными, западными направлениями падения. Ширина таких участков с «аномальным» залеганием слоев невелика — от нескольких метров до $25-30$ м.

При рассмотрении строения крупных структур (порядка сотен или тысячи метров), которые мы будем анализировать на мелкомасштабном профиле $1:30\,000-1:100\,000$, сопоставимом с размерами структур, эти отдельные «аномальные» участки не могут быть изображены из-за крайне незначительных размеров.

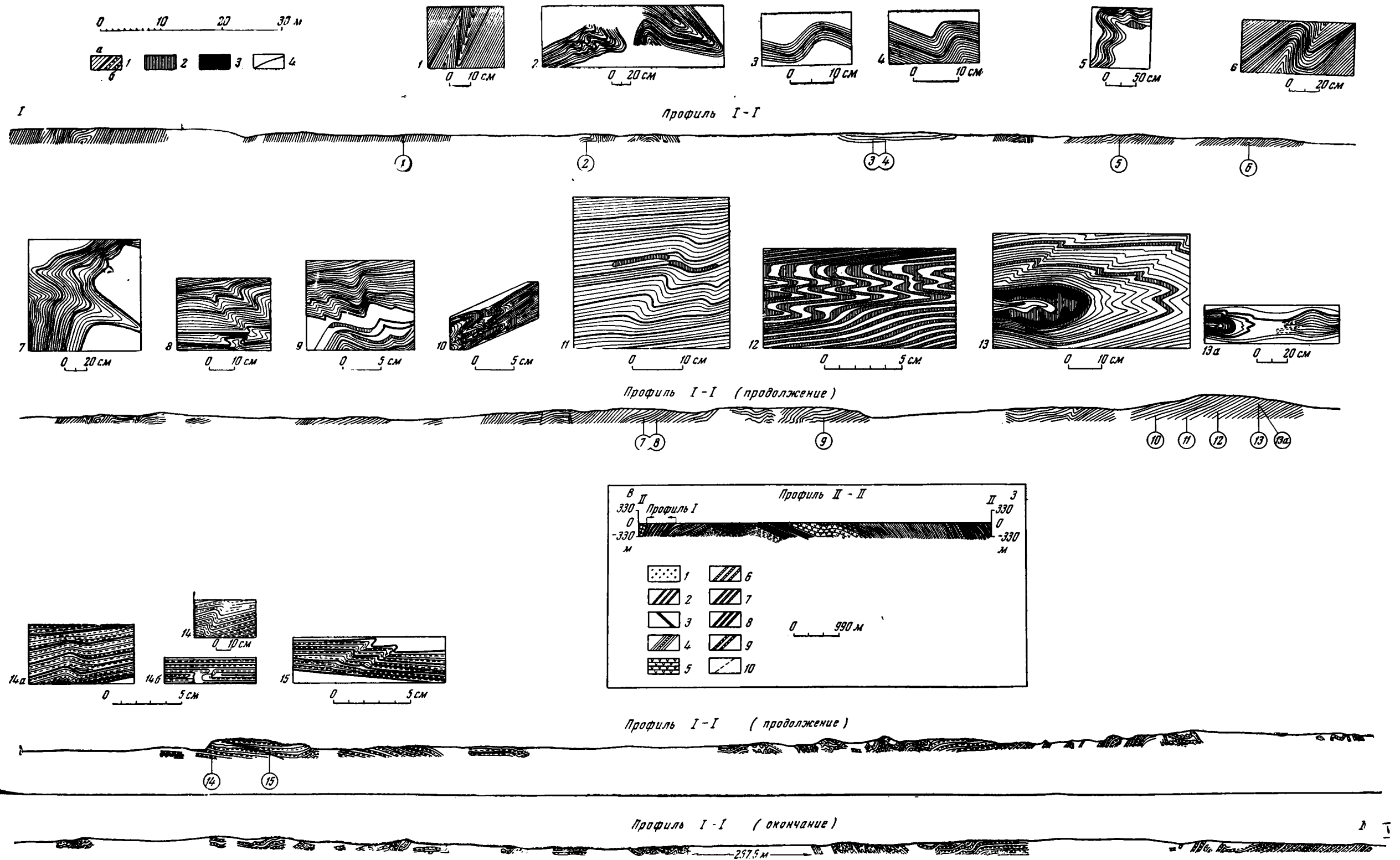
Следовательно, на мелкомасштабном профиле будет изображено простое моноклинальное залегание этой пачки пород с общим падением слоев на восток (См. фиг. 21, профиль II). Далее на запад обнажены серые, темносерые тонколистоватые кварцево-хлоритовые сланцы с отдельными прослоями более плотных кварцево-карбонатных сланцев. Падение слоев этой пачки также восточное, углы падения колеблются от 35° до $10-15^\circ$. В этой пачке пород также встречаются отдельные участки с «аномальным» залеганием пород, вызванные либо существованием сравнительно мелких (метры и десятки метров) складок, либо с флексуобразными изгибами слоев (см. фиг. 21, профиль I). Однако и в этом случае размеры этих участков «аномального» залегания пород не позволяют отразить их в масштабе профиля II. Далее на запад обнажена пачка плотных тонкополосчатых кварцево-полевошпатовых сланцев, содержащих отдельные прослои мраморов. В этих породах сначала наблюдаются такие же восточные падения, которые, постепенно выполаживаясь, сменяются на западные. Таким образом, пачка тонкополосчатых кварцево-полевошпатовых сланцев с прослоями мраморов составляет центральную часть крупной антиклинали, ядро которой, как видно на профиле II, осложнено дополнительной синклинальной складкой, что устанавливается по смене направления падения слоев.

К западу от ядра антиклинали наблюдается постепенная смена в обратном порядке описанных выше литологических пачек пород кумулиновой свиты, слои которых наклонены на запад с углами падения, постепенно увеличивающимися в западном направлении. Просто построенное восточное крыло Карсакпайского синклинория (см. профиль II) осложнено коробчатой антиклинальной складкой, которая отчетливо устанавливается как по общей смене падений слоев на ее крыльях, так и по смене литологически отличных пачек пород. Более мелкие дислокации, развитие в породах восточного крыла синклинория, не затушевывают простоты его строения, так как их размеры несоизмеримы с масштабом профиля.

На более детальном разрезе (профиль I), масштаб которого почти в 11 раз превышает масштаб профиля II, многие из этих дислокаций отчетливо видны. Однако общее строение восточного крыла антиклинали здесь не так хорошо видно, так как при рассмотрении этого чертежа в первую очередь бросаются в глаза отдельные участки сложной перемятости слоев, зоны флексуобразных перегибов и мелкие разрывные нарушения. Сама форма складок также не похожа на ту простую структуру восточного крыла синклинория, которая ясно читается на профиле II. Складки довольно сложные, часто изоклинные, с многочисленными явлениями течения вещества из крыльев в замки (см. детальные зарисовки).

Изменив масштаб профиля, мы тем самым как бы изменили объекты исследования. В первом случае анализируется строение восточного крыла синклинория в целом, во втором мы подходим к изучению более частных структур иного порядка. Этот пример, как мне кажется, наглядно показывает, что при описании морфологии структур удобнее раздельно рассматривать строение крупных тектонических форм и мелких частных дислокаций, причем при анализе строения крупных структур необходимо помнить, что каждый частный замер элементов залегания пород, сделанный в поле при существенно плоскостном характере обнаженности района, может относиться к деталям строения мелких дислокаций. Именно поэтому основными данными для анализа строения крупных структур может быть рисовка геологических границ между свитами или крупными пачками пород, смена отдельных стратиграфических комплексов, анализ центри- и периклиналильных замыканий крупных складок, построение профилей с учетом мощности свит и отдельных, хорошо маркирующих пачек пород.

Углы наклона слоев, замеренных в поле в плоскостных выходах, могут быть использованы лишь как относительные величины, поскольку на



Фиг. 21. Профиль через восточное крыло Карсакпайского синклиория по правобережью р. Кумолы (составлен Н. Б. Заборовской)

Профиль I. 1 — сланцевые прослои: а) серицитовые, б) полевошпатово-серицитово-хлоритовые; 2 — жилы, линзы и прослои кварца; 3 — карбонатные прослои; 4 — разрывные нарушения.

Профиль II. 1 — девонские конгломераты; 2 — породы бурмашинской свиты. Кергетасская свита: 3 — графитистые кварциты; 4 — серицито-хлоритовые сланцы с линзами мраморов; 5 — порфириитоиды. Кумолинская свита: 6 — кварцево-полевошпатовые сланцы с линзами мраморов; 7 — полевошпатово-серицитово-хлоритовые сланцы; 8 — серицитовые сланцы; 9 — кварцево-хлоритовые сланцы; 10 — сбросы.

фиг. 21 видно, что осевые плоскости мелких складок в целом близки к общему наклону слоев в крыльях крупных структур и могут резко отличаться от них лишь в замках мелких дислокаций.

Морфология крупных структур

Карсакпайский синклиниорий представляет собой линейно вытянутую структуру, прослеживающуюся с отдельными перерывами от северного окончания гор Арганаты до р. Белеуты, на расстоянии около 400 км. Средняя ширина Карсакпайского синклинория колеблется от 25 до 40 км. От р. Сары-Тургай до р. Керегетас Карсакпайский синклиниорий имеет отчетливо выраженное север-северо-западное простирание. К югу от р. Керегетас оно постепенно сменяется север-северо-восточным. Аналогичный поворот структур Карсакпайского синклинория наблюдается и в северной части гор Арганаты.

Карсакпайский синклиниорий в южной половине может быть разделен на три части: 1) восточное крыло, сложенное отложениями кумолинской и керегетасской свит; 2) центральную часть, выполненную отложениями бурмашинской и карсакпайской свит и 3) западное крыло, сложенное породами нижней части карсакпайской серии. Кроме этих частей, в крыльях Карсакпайского синклинория выделяются наложенные структуры, выполненные отложениями карсакпайской свиты. В дальнейшем мы рассмотрим отдельно каждую из упомянутых выше частей Карсакпайского синклинория.

Восточное крыло Карсакпайского синклинория

Эта часть синклинория, расположенная между западным бортом Джезказганской впадины и восточной границей распространения бурмашинской свиты, имеет среднюю ширину около 8 км и построена наиболее просто.

В целом здесь наблюдается как бы «моноклиналь», сложенная породами кумолинской и керегетасской свит, наклоненными в сторону к центральным частям синклинория. Углы наклона слоев колеблются от 25 до 75°. Общее «моноклинальное» залегание пород в восточном крыле Карсакпайского синклинория отчетливо обнаруживается также из рассмотрения геологической карты, на которой видно, что по мере приближения к центральным частям синклинория происходит закономерная смена пород кумолинской свиты породами лежащей выше керегетасской свиты. Следовательно, нигде в пределах восточного крыла синклинория мы не видим крупных складок, амплитуда которых превышала бы мощность одной из двух свит, слагающих эту часть структуры.

Другое обстоятельство, которое позволяет предполагать отсутствие достаточно крупных, сложно построенных складок в восточном крыле Карсакпайского синклинория, заключается в следующем. Изучая разрезы кумолинской и керегетасской свит в отдельных районах восточного крыла (река Керегетас, сай Тураша и др.), мы почти никогда не видим повторения тех достаточно крупных пачек, которые выделяются в составе свит, слагающих восточное крыло синклинория. Этот факт говорит о том, что в этих районах не существует складок с амплитудой больше мощности выделенных пачек.

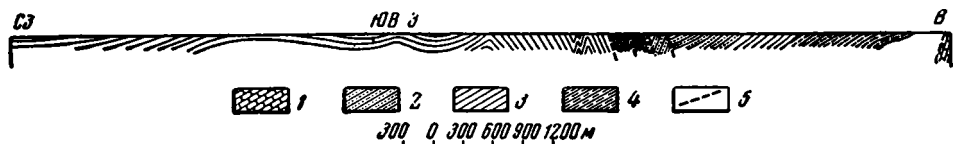
В то же время в ряде мест (реки Кумола, Керегетас и др.) удается обнаружить отдельные, сравнительно небольшие складки, осложняющие «моноклинальное» залегание пород восточного крыла синклинория. Они построены достаточно просто, сохраняя нормальное падение в крыльях.

Рассмотрим более внимательно строение отдельных участков восточного крыла Карсакпайского синклинория к югу от 48-й параллели.

В северной части района, на междуречье саев Кайканкарасу и Талтсая обнажены породы нерасчлененного комплекса нижнего и верхнего

протерозоя. Неясное стратиграфическое положение этого комплекса пород не позволяет установить, обнажено ли в этом районе восточное крыло синклиория, либо здесь по серии разломов выведены на поверхность породы «фундамента» Карсакпайского прогиба. На этом участке мы наблюдаем вкрест простираения пород целую серию относительно простых антиклинальных и синклиналиных складок, наиболее хорошо обнаженных вдоль береговых обрывов Кайканкарасу и р. Бала-Джезды (фиг. 22).

В верховьях сая Кайканкарасу обнажена толща светлых массивных альбито-сланцевых порфиروبластовых гнейсов, слои которых падают на юго-запад (азимут падения $210-215^\circ$) с углами падения $40-42^\circ$. В гнейсах наблюдается внутрипластовая сложная складчатость.



Фиг. 22. Профиль по левому берегу сая Кайканкарасу и р. Бала-Джезды:

1 — отложения каменноугольной системы; 2 — сланцеватые гнейсы; 3 — альбито-сланцевые гнейсы; 4 — зеленокаменные породы; 5 — разломы

От верховьев сая Кайканкарасу вплоть до его коленообразного изгиба, т. е. на расстоянии около 4,5 км, береговые обрывы идут вдоль простираения этих толщ, вследствие чего их видимое залегание близко к горизонтальному. Отдельные пологие складки на этом отрезке отражают очень плавные унаследованные шарниры складок, оси которых простираются в субмеридиональном направлении. От коленообразного изгиба сая Кайканкарасу на восток мы наблюдаем разрез этих толщ, идущий вкрест их простираения.

В месте коленообразного изгиба сая отчетливо обнаруживается ядро относительно крупной антиклинальной складки, в западном крыле которой слои падают на юго-запад (азимут падения 253°), углы падения $35-45^\circ$, а в восточном — на восток-юго-восток (азимут падения 120°), углы падения $40-50^\circ$. Таким образом, это сравнительно простая, почти симметричная антиклиналь, шарнир которой в районе Кенсасая падает на юг с углами падения $20-25^\circ$.

В восточном крыле антиклинали, по мере движения на восток, наблюдаются все более крутые углы наклона слоев гнейсов, достигающие в 700—800 м к востоку от ее ядра $70-75^\circ$. Далее на восток в толще массивных гнейсов прослеживается зона сжатых узких складок с углами наклона слоев в крыльях от 50 до 75° . Ширина этой зоны около 300—350 м. К востоку от нее породы рассечены серией небольших разломов, круто падающих на восток. Эти разрывы отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках и, кроме того, обнаруживаются в поле по присутствию зон брекчий и миланитизированных пород. На участке, нарушенном разломами, обнажены породы толщи порфиروبластических сланцеватых гнейсов, несколько отличающиеся от массивных гнейсов. В них наблюдаются вначале очень крутые (70°) восточные падения, меняющиеся далее на западные.

К востоку от зоны разломов залегает толща сланцеватых гнейсов, падающих на запад с углами падения $30-35^\circ$. Такие элементы залегания прослеживаются в породах всего комплекса вплоть до контакта с Джезказганской впадиной, причем по мере движения на восток толща сланцеватых гнейсов сменяется массивными гнейсами, а затем толщей зеленокаменных пород, залегающих в основании разреза нерасчлененного комплекса нижнего и верхнего протерозоя. Здесь, следовательно, обнажено восточное, очень пологое крыло синклинали, ядро и западное крыло которой нарушено серией крутых разрывов.

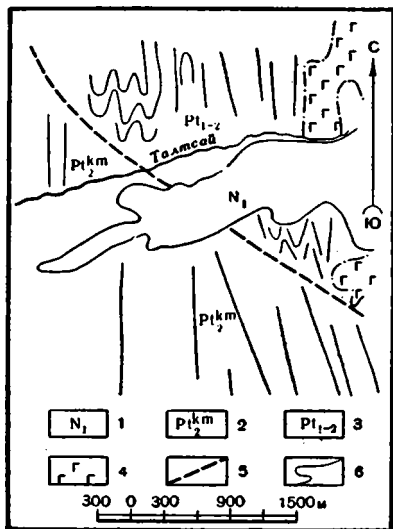
Таким образом, на широте Кенсаязая в породах нерасчлененного комплекса нижнего и верхнего протерозоя прослеживается серия крупных и очень простых складок, лишь местами осложненных более мелкими сложными складками и небольшими разломами. Все структуры, описанные на широте Кенсаязая, прослеживаются на юг до района Талтсая, где они упираются в разлом северо-западного простирания. Этот разрыв хорошо дешифрируется по аэрофотоснимкам и, кроме того, отчетливо обнаруживается потому, что с юга в него упираются простирающиеся меридионально породы кумолинской и керегетасской свит; северное крыло его вероятно приподнято. К северу от него в приподнятом крыле по аэрофотоснимкам среди пород нижнего и верхнего протерозоя отчетливо обнаруживается серия мелких, очень сложных складок (фиг. 23), изучить которые в поле не представляется возможным ввиду плохой обнаженности этого участка.

К югу, в районе р. Кумолы, восточное крыло синклиниория построено также достаточно просто (см. фиг. 21). Не разбирая вновь детально этот разрез, укажем лишь, что восточное крыло осложнено коробчатой антиклинальной складкой, развитой в породах кумолинской свиты у меридиональной излучины р. Кумолы. Не безынтересно отметить, что к ядру этой антиклинали приурочены мощные пачки мраморов, фациально замещающиеся в крыле синклинали. Вероятно, что это обусловлено конседиментационным характером рассматриваемой структуры.

К западу от антиклинали видно, что породы кумолинской и керегетасской свит падают исключительно в западном направлении, образуя в общем «моноклиналь». Углы падения от 40—45° на западе, по мере приближения к центральным частям синклиниория достигают 50—65°.

Таким образом, на широте р. Кумолы восточное крыло синклиниория осложнено крупной коробчатой антиклинальной складкой, очень небольшой по амплитуде.

Ввиду плохой обнаженности правобережья р. Кумолы, проследить достаточно далеко на юг эту складку, а следовательно, представить себе ее строение в плане невозможно. В то же время можно предположить, что ось ее простирается в северо-западном направлении с постепенным погружением шарнира к югу. Это подтверждается рядом косвенных данных. Во-первых, в районе сая Есембек в породах керегетасской свиты появляются отчетливые северо-западные простирания (345—350°). Во-вторых, в районе р. Керегетас у границы синклиниория с Джезказганской впадиной в породах кумолинской свиты прослеживается относительно узкая антиклинальная складка, восточное крыло которой перекрыто отложениями девона и карбона. В том случае, если антиклиналь рек Кумолы и Керегетас представляет единую складку, то она протягивается в север-северо-западном направлении (345—350°) на расстоянии около 22—25 км при ширине в районе р. Кумолы около 1,5 км и в районе р. Керегетас приблизительно 300 м.



Фиг. 23. Схематическая геологическая карта района Талтсая:

- 1 — отложения аральской свиты миоцена;
- 2 — отложения кумолинской свиты;
- 3 — отложения нерасчлененного комплекса нижнего и верхнего протерозоя; 4 — ультраосновные породы; 5 — разломы;
- 6 — линии простираний, отмеченные по аэрофотоснимкам

Однако не исключена возможность, что здесь имеется несколько кулисообразно расположенных антиклинальных складок, оси которых смещены к западу относительно друг друга.

На широте р. Керегетас восточное крыло синклинория построено также просто. Вблизи его границы с Джезказганской впадиной располагается уже упоминавшаяся ранее антиклинальная складка. В восточном ее крыле породы наклонены к востоку под углами $80-75^\circ$, западное крыло более пологое ($20-25^\circ$), осложнено более мелкими и тоже очень пологими складками. В остальных частях восточного крыла синклинория породы наклонены на запад под углами от 35° на востоке до 70° , на западе. В районе р. Керегетас в пределах восточного крыла синклинория отчетливо выявляется серия разломов северо-восточного простирания. Наиболее определенно удастся установить два таких разлома. Один из них проходит от сая Есембек через северную оконечность урочища Унгуршат и далее на юго-запад. Другой располагается к югу от р. Керегетас. Оба эти разлома отчетливо дешифрируются по аэрофотоснимкам, а также хорошо обнаруживаются по смещению контакта между керегетасской и кумолинской свитами. Практически горизонтальная обнаженность не позволяет наблюдать плоскость сместителя. Однако при анализе аэрофотоснимков удастся заметить треугольники падения, говорящие о том, что плоскость сместителя круто падает на юг. Кроме того, в более южных частях восточного крыла синклинория дайки диорит-порфириров, приуроченные к трещинам аналогичного направления, падают на юго-восток с углами падения $60-65^\circ$. В обоих случаях приподнятыми являются южные крылья разломов. Эти данные говорят о том, что разломы относятся к категории взбросов или крутых надвигов.

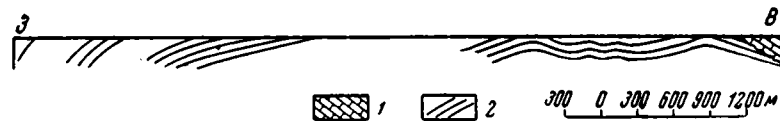
По мере прослеживания этих разломов в северо-восточном направлении обнаруживается их постепенное затухание. Судя по величине смещения отдельных пачек горных пород вдоль плоскостей сбрасывателя, амплитуда взбросов в пределах восточного крыла синклинория невелика и вряд ли превышает несколько сотен метров.

На участке восточного крыла Карсакпайского синклинория (см. выше) породы керегетасской и кумолинской свит простираются в основном в северо-северо-западном направлении ($345-350^\circ$). К югу от р. Керегетас эти простирания сменяются сначала на меридиональные, а затем на северо-северо-восточные ($10-15^\circ$). Таким образом, восточное крыло синклинория образует как бы дугу, обращенную выпуклой стороной на восток.

Южнее р. Керегетас строение восточного крыла Карсакпайского синклинория принципиально не меняется. В районе сая Сарыбулак и иногда в районе сая Тураша наблюдаются зоны более пологого залегания слосов, образующие как бы отдельные ступеньки, наклоненные в сторону центральной части синклинория (фиг. 24, 25). Местами на этих «ступеньках» разбиваются очень пологие, просто построенные складки.

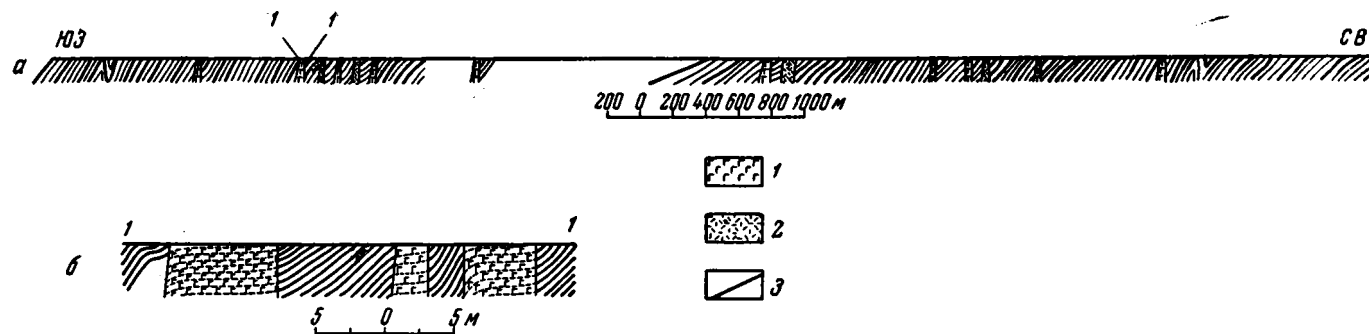
Такие «ступеньки» распадаются как бы на более мелкие, аналогично построенные. Происхождение их, очевидно, необходимо связывать с погребенными разломами, так как на Турашасе видно, что дайки габбро-диабазов используют для своего проникновения участки перегибов, располагающиеся по краям таких «ступенек» (фиг. 25, 6).

В $3-3,5$ км к северу от Турашасая западная часть восточного крыла осложнена взбросом северо-восточного простирания, по своему характеру аналогичным разрывам района р. Керегетас, описанным выше. Наличие этого разлома устанавливается по взаимоотношениям пород, располагающихся по разным сторонам от плоскости сбрасывателя. В самом деле, в $3,5$ км к востоку от высоты $445,1$ с юга к сбросу вплотную подходят мигматизированные породы керегетасской свиты, которые граничат по нему с порфиритоидами бурмашинской свиты, не несущими следов мигматиза-



Фиг. 24. Профиль по саю Сарыбулак:

1 — отложения девонской системы; 2 — отложения кумолинской свиты



Фиг. 25. Профиль по Турашасая:

1 — габбро-диабазы; 2 — порфиры; 3 — слои в сланцах, с замеренными элементами залегания. Разрез «б» — деталь разреза «а», обозначенная цифрами 1—1

пий. Породы же керегетасской свиты к северу от сброса появляются в 1,5 км восточнее, чем в южном крыле.

Южнее, в районе Ащисая, восточное крыло Карсакпайского синклинория перекрывается средне- и верхнепалеозойскими отложениями Джезказганской впадины, контактирующими с докембрийскими образованиями по сбросу восток-северо-восточного простирания.

Из анализа строения отдельных участков восточного крыла синклинория видно, что оно в целом построено очень просто. Это либо «моноклиналь», наклоненная в сторону центральных частей синклинория, либо ряд очень простых пологих, коробчатой формы складок.

Говоря о моноклинальном строении восточного крыла Карсакпайского синклинория мы, естественно, отдаем себе отчет в большой условности этого термина. Дело в том, что в пределах восточного крыла синклинория нет складок с большими амплитудами, вследствие чего мы не видим повторения в разрезах отдельных свит или крупных пачек пород. Это не исключает существования здесь очень сложной мелкой складчатости.

Интрузивные породы в пределах восточного крыла Карсакпайского синклинория распространены крайне незначительно. Наиболее широко они развиты в северной части восточного крыла, к северу от разлома северо-западного простирания, проходящего по левобережью р. Кумолы. Здесь породы нерасчлененного комплекса нижнего и среднего протерозоя прорваны небольшими телами пироксенитов и гранит-порфиоров нижнепалеозойского возраста. Кроме того, здесь часто встречаются многочисленные дайки основного состава.

К югу от р. Кумолы интрузивные породы распространены крайне ограниченно. Небольшие массивы основных и ультраосновных пород известны в районе Турашасая и вдоль контакта с палеозоем Джезказганской впадины.

Кроме собственно интрузивных тел, в пределах восточного крыла Карсакпайского синклинория широко распространены порфиробластовые, плагиоклазовые гнейсы, образующиеся по породам как кумолинской, так и керегетасской свит.

Западное крыло Карсакпайского синклинория

Эта часть структуры построена достаточно сложно. Все породы, слагающие северную часть западного крыла синклинория, как правило, наклонены под разными углами на восток. Имеющиеся в этой части структуры отдельные крупные складки распознаются часто только в том случае, когда они слагаются породами отличных по своему петрографическому составу свит. Весьма существенную роль в строении этой части синклинория играют разнообразные разрывные нарушения, отчетливо выявляющиеся при анализе соотношений отдельных стратиграфических горизонтов и в большинстве случаев четко дешифрирующиеся при анализе аэрофотоснимков. Большая часть разрывных нарушений диагональна по отношению к структуре западного крыла синклинория в целом и к отдельным частным складкам внутри него.

Южнее, в районе р. Белеуты, строение западного крыла синклинория резко меняется. Дело в том, что в этих районах породы, слагающие его, запрокинуты на восток, падая по направлению к Майтубинскому антиклинорию. Ширина западного крыла колеблется от 5 до 12 км.

При описании Майтубинского антиклинория отмечалось, что на широте Кенсаяса западное крыло Карсакпайского синклинория отсутствует и более древние отложения Майтубинского антиклинория по системе разломов «вдаются» внутрь Карсакпайского синклинория. Система широтных разломов, ограничивающих с юга этот тектонический клин, к которому вплотную подходят породы, слагающие западное крыло Карсакпайского

синклинория, отчетливо намечается при анализе взаимоотношений пород, развитых к югу от Шиндысая. Сюда с юга, от района верхнего течения р. Кумолы и Карсакпая, с простираниями $330-340^\circ$ подходят кварцевослюдяные сланцы кумолинской и порфироитовиды керегетасской свит. В 250—300 м к югу от Шиндысая они резко сменяются порфирами и кварцево-альбитовыми сланцами дюсембайской свиты, простирающимися в направлении $350-345^\circ$.

Эти данные позволяют предполагать серию широтных и субширотных нарушений в пределах этого участка. Проследивая зону сочленения разновозрастных свит мы видим, что она не является идеально прямой, а несколько выгнута к северу, что, возможно, свидетельствует о наличии здесь не единого нарушения, а системы нескольких сопряженных друг с другом нарушений. Плохая обнаженность этого участка не позволяет наблюдать в поле плоскость сместителя, ввиду чего не ясно, является ли он сбросом или взбросом. Однако анализ стратиграфических взаимоотношений пород, располагающихся по обе стороны от него, заставляет предполагать большую амплитуду порядка 1,5—2 км. Весьма вероятно, что амплитуда его не везде одинакова и что она увеличивается в восточном направлении.

При анализе аэрофотоснимков видно, что указанная система нарушений дешифрируется довольно отчетливо лишь в юго-западной части (к югу от плотины на северном сае Тумурза). Восточнее эта система нарушений выражена менее отчетливо.

К югу от упомянутых выше разломов до верховьев р. Кумолы западное крыло Карсакпайского синклинория построено следующим образом. На отложениях тумурзинской свиты, слагающих крыло Майтубинского антиклинория, трансгрессивно залегают породы белкудукской свиты, падающие на восток. Отдельные частные замеры углов падения равны $40-35^\circ$. Однако существование здесь мелких флексурных складок позволяет думать, что истинные падения более пологи. По мере движения на восток они последовательно сменяются породами кумолинской и керегетасской свит. Ближе к центральным частям синклинория углы падения пород становятся круче, достигая величины $60-70^\circ$.

В этой части западного крыла разрывные нарушения пользуются сравнительно небольшим распространением и не влияют существенно на структуры его. Наиболее крупным нарушением является сброс восток-северо-восточного направления, проходящий в 700 м к северу от горы Акшоки. В северном поднятии крыла этого сброса базальные горизонты белкудукской свиты смещены на восток на расстояние 1,7 км по отношению к разновозрастным горизонтам в опущенном крыле. Азимут и углы падения плоскости сместителя, к сожалению, остались невыясненными.

Южнее, в районе верхнего течения р. Кумолы, структура западного крыла синклинория несколько осложняется за счет появления более мелких дополнительных складок. Залегающие на отложениях тумурзинской свиты породы белкудукской свиты падают по направлению к центру синклинория под углами $10-35^\circ$. В 1,5 км к востоку от горы Белкудук они сменяются отложениями кумолинской свиты, падающими сначала на восток, а затем на запад. Далее вновь направление падения слоев меняется на восток. Такая смена направления падения слоев позволяет обнаружить в породах кумолинской свиты синклиналь и антиклиналь. Синклиналь сравнительно широкая с пологими ($30-40^\circ$) крыльями. Восточное крыло антиклинали с углами падения слоев $60-70^\circ$. На восток от антиклинали все породы кумолинской и керегетасской свит падают на восток, причем углы падения ближе к центральным частям синклинория становятся круче, достигая величины $75-70^\circ$.

К югу от Карсакпай-Байконурской ж. д. до широты гор Актастобе западное крыло синклинория нарушено системой сбросов северо-западного направления; наиболее крупный из них протягивается из района

Майтюбинского антиклинория (среднее течение сая Тумурза) к горе Курайлы. Далее, в районе горы Аккерегетас он несколько отгибается к югу и проходит в 300—350 м к северу от высоты 582,2 через верховья Кара-Керегетассая, откуда он прослеживается до верховьев сая Бурмаши. Этот разрыв мы в дальнейшем будем именовать Курайлинским разломом.

Как к северу, так и к югу от него в пределах западного крыла Карсакпайского синклинория располагаются параллельные ему сбросы. Система таких сбросов отчетливо обнаруживается в верховьях Шаупкельсая, где имеется три таких разрыва. Наиболее крупный из них проходит на расстоянии около 25 км в юго-восточном направлении до сая Сарыбулак. Большинство этих разрывов отчетливо дешифрируется по аэрофотоснимкам и, кроме того, достаточно легко устанавливается в поле при картировании. Наиболее четко они намечаются при картировании контакта кумолинской и керегетасской свит: в южных крыльях разрывов он сдвинут к востоку, т. е. в направлении к центральным частям синклинория. Амплитуда горизонтального смещения вдоль этих сбросов различна, наибольшей величины она достигает вдоль плоскости Курайлинского разлома (2,5 км); в остальных же случаях величина ее, как правило, значительно меньше. Кроме того, весьма вероятно, что некоторые из этих сбросов имеют различную амплитуду на разных участках.

В верховьях Шаупкельсая западное крыло Карсакпайского синклинория, помимо системы диагональных сбросов, осложнено дополнительной антиклинальной складкой, в ядре которой обнажены породы белкудукской и татпенской свит. По-существу, только благодаря выходам этих пород удается установить наличие антиклинали.

Построена эта складка достаточно сложно. Северное и южное ее окончание в современном эрозионном срезе не видны, так как они срезаются сбросами северо-западного простираения. Наиболее хорошо обнажена южная часть этой складки. Здесь видно, как породы белкудукской свиты, простирающиеся в направлении СВ—30°, в 1,2 км к югу от Шаупкельсая упираются в резко отличающиеся от них по внешнему облику породы кумолинской свиты, простирающиеся по азимуту СВ 10°. Эта антиклиналь, вероятно, обрезана сбросом и на севере, так как и здесь мы наблюдаем аналогичную резкую смену пород, хотя сама линия разлома в этой части перекрыта кайнозойскими отложениями.

При изучении условий залегания пород белкудукской свиты в крыльях этой складки видно, что как в западном (40—50°), так и в восточном крыле (60°) они наклонены к юго-востоку.

В восточном крыле и в центральной части этой складки распространены небольшие (1,5 × 0,3 км) тела габбро и габбро-диабазов. Длина Шаупкельсая антиклинали около 3—3,5 км, ширина 1,5 км (фиг. 26).

Сложность строения этого участка западного крыла Карсакпайского синклинория этим не ограничивается. Дело в том, что в верховьях Шаупкельсая мы отчетливо наблюдаем смену север-северо-западных простираений, характерных для северного отрезка западного крыла синклинория, на север-северо-восточные, развитые в южной части его.

В 6 км к юго-западу от окончания Шаупкельсая антиклинали, в 0,5 км к северу от гор Актастобе, из-под отложений кумолинской свиты снова обнажаются порфиритоиды белкудукской свиты, слагающие центральную часть небольшой антиклинальной складки. Средняя ширина ее около 500—600 м, длина 6 км. К северу и югу отложения белкудукской свиты, вследствие погружения шарнира антиклинали, перекрываются породами кумолинской свиты. В обоих крыльях упомянутой складки породы наклонены к юго-востоку под углами 60—65°. В северной и южной части антиклиналь осложнена сбросами, простирающимися в юго-восточном направлении. Один из этих сбросов проходит от высоты 582,2 к верховьям сая Бурмаши, другой, параллельный ему, от горы Кызымчек через южное

подножье высоты 573,4 до сая Бурмаши. Оба они отчетливо обнаруживаются по смещению контактов пород кумолинской и белкудукской свит.

Наиболее западная часть крыла синклиория на рассмотренном выше участке построена довольно сложно. К югу от горы Шалгымбулак западное крыло синклиория вдоль плоскости Курайлинского разлома смещено на 4 км к востоку. Курайлинский разлом на этом участке отчетливо уста-



Фиг. 26. Геологическая карта верховьев Шаупкельсая:

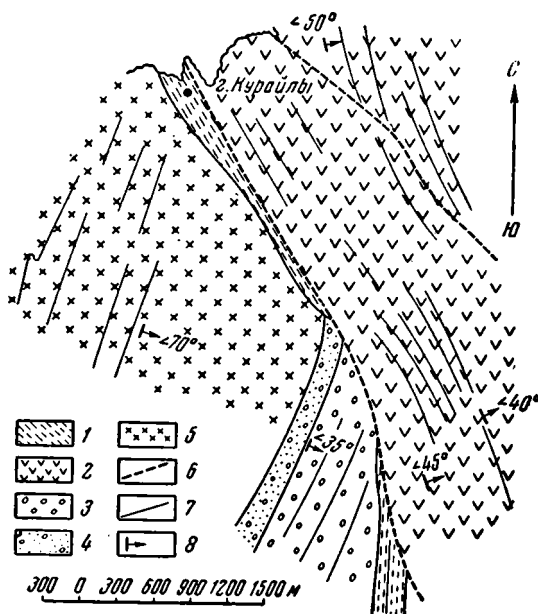
1 — четвертичные отложения; 2 — отложения керегетасской свиты; 3 — отложения кумолинской свиты; 4 — отложения белкудукской свиты; 5 — отложения татпенской свиты; 6 — габбро-диабазы; 7 — разломы; 8 — линии простираения слоев; 9 — элементы залегания

навливается при изучении взаимоотношений горных пород ряда свит в поле.

Действительно, с севера к плоскости разлома с отчетливыми север-северо-западными простираениями подходят отложения белкудукской свиты. По линии разлома горные породы этой свиты контактируют с подходящими с юга отложениями дюсембайской свиты, простирающимися на север-северо-восток ($40-35^\circ$). Отложения же белкудукской свиты к югу от плоскости разрыва появляются лишь на меридиане горы Аккерегетас, смещаясь таким образом на восток. В районе горы Курайлы с юга к разлому прижаты кварциты тумурзинской свиты (фиг. 27).

Южнее горы Аккерегетас на породах тумурзинской свиты залегают базальные слои татпенской свиты, падающие на юго-восток под углами $40-50^\circ$. Отложения татпенской свиты в восточном направлении постепенно сменяются горными породами лежащими выше свит, образуя таким образом как бы моноклираль, наклоненную в сторону центральных частей синклиория и, возможно, осложненную мелкими изоклинальными складками.

На меридиане горы Кызымчек и высоты 582,2 резко трансгрессивно на породах татпенской, белкудукской и кумолинской свит залегают кварциты и графитовые кварцитовидные сланцы карсакпайской свиты. Трансгрессивное залегание этих пород отчетливо наблюдается вдоль западного контакта их, где видно, как породы подстилающих свит с север-северо-восточными простираниями подходят к кварцитам карсакпайской свиты, простирающимся в меридиональном и север-северо-западном направлениях и постепенно скрываются под ними (кварцитами).



Фиг. 27. Схематическая геологическая карта района г. Курайлы:

1 — отложения карсакпайской свиты; 2 — отложения белкудукской свиты; 3 — отложения верхней части тумурзинской свиты; 4 — отложения нижней части тумурзинской свиты; 5 — отложения люсембайской свиты; 6 — разломы; 7 — линии простирания, отдифференцированные по аэрофотоснимкам; 8 — элементы залегания

В северной части кварциты карсакпайской свиты залегают на породах татпенской и белкудукской свит, на юге — в районе гор Актастобе — на породах тумурзинской свиты, образуя типичную для геосинклинальных областей наложенную синклинальную структуру, которую в дальнейшем мы будем именовать Кызымчекской наложенной синклиналью. С восточной стороны эта складка в ряде мест ограничена разломами. К северу от высоты 582,2 она примыкает к Курайлинскому разлому. Южнее, в районе горы Кызымчек ограничена сбросом, идущим параллельно Курайлинскому разлому. В районе гор Актастобе восточное крыло синклинали ограничено меридиональным нарушением, идущим на юг от широты горы Кызымчек. Существование этих разрывов отчетливо обнаруживается по отсутствию в восточном крыле синклинали базального горизонта белых зернистых кварцитов карсакпайской свиты, который широко развит вдоль западного ненарушенного крыла. Внутреннее строение Кызымчекской наложенной синклинали довольно сложное. В целом она представляет собой узкую (1 км шириной) складку, вытянутую на расстоянии 9,5 км от высоты 582,2 на севере до гор Актастобе на юге. В пределах этой складки все породы, слагающие ее, наклонены на восток с углами падения 35—60°.

В центральной части синклиналь осложнена рядом мелких дополнительных складок, хорошо вскрытых разведочной канавой, пройденной в

районе горы Кызымчек. Эти мелкие складки сильно сжаты, часто изоклинальны. Углы падения в их крыльях равны 50—60°. В плане длина этих складок не превышает 100—150 м при средней ширине 20—40 м. Таким образом, центральная часть Кызымчекской наложенной синклинали состоит из серии мелких сжатых, часто изоклинальных складок с сильно ундулирующими шарнирами. Анализируя строение Кызымчекской синклинали в плане, мы видим, что в целом ряде мест, особенно в южном окончании, контуры ее достаточно извилисты, что скорее всего свидетельствует об относительно пологом залегании пород в этих участках, так как вряд ли можно объяснить извилистость контуров влиянием рельефа, столь незначительного в этих районах.

К югу от замыкания Кызымчекской наложенной синклинали западное крыло Карсакпайского синклинория граничит с Майтубинским антиклинорием на значительном расстоянии по серии разломов север-северо-восточного простирания. На широте гор Актастобе отложения белкудукской свиты по разлому запад-северо-западного простирания контактируют с отложениями дюсембайской свиты. Здесь видно, как разные горизонты белкудукской свиты и подходят вплотную к линии разлома. Далее на восток, к югу от гор Актастобе, этот разлом причленяется к субмеридиональному нарушению, идущему вдоль восточного крыла Кызымчекской наложенной синклинали.

Эта система разломов, разграничивающая Майтубинский антиклинорий и Карсакпайский синклинорий прослеживается от широты горы Кызымчек до широтного отрезка р. Дюсембай. С запада к ней под острым углом подходят отложения дюсембайской свиты, с востока — породы кумолинской свиты, из-под которых на левобережье р. Дюсембай иногда обнажаются прижатые к разлому породы татпенской и белкудукской свит, местами сильно рассланцованные. Плоскость разлома удается наблюдать в южной части восточного крыла Кызымчекской наложенной синклинали, где устанавливается, что она круто (75—80°) наклонена на восток. Таким образом, это нарушение должно быть отнесено к категории крутых сбросов. Южнее гор Актастобе, на левобережье р. Дюсембай, благодаря серии разломов северо-западного простирания, пересекающих плоскость указанного выше сброса, происходит некоторое смещение его к востоку. В районе широтного поворота р. Дюсембай указанный сброс переходит на правый берег, вскоре после чего он скрывается под меловыми отложениями.

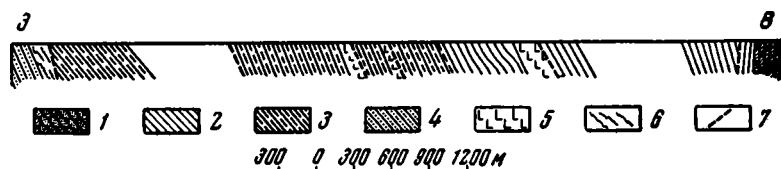
Эта часть западного крыла, располагающаяся между горами Актастобе и широтным отрезком р. Дюсембай и граничащая с Майтубинским антиклинорием по разлому, построена достаточно просто. В целом, по мере движения к центральным частям синклинория, мы наблюдаем здесь смену пород кумолинской свиты более молодыми отложениями керегетасской свиты. Падающие круто в зоне сброса породы кумолинской свиты к востоку от него падают несколько положе (40—45°), осложняясь своеобразными формами мелких флексуобразных складок. По мере движения к центральным частям синклинория углы падения вновь становятся круче — 55—60° (фиг. 28). Местами некоторые пакки разреза оказываются сдвоенными благодаря серии разломов. Именно это, очевидно, объясняет значительную ширину выхода пород кумолинской свиты.

Упомянутая выше часть западного крыла синклинория осложнена серией диагональных сбросов северо-западного простирания, являющихся окончанием серии разломов аналогичного направления, развитой в пределах Майтубинского антиклинория.

Как и в более северных частях западного крыла Карсакпайского синклинория, для этих районов характерны поднятые южные крылья, что отчетливо наблюдается по смещению контакта кумолинской и керегетасской свит. Горизонтальное смещение вдоль плоскостей наиболее крупных разрывов достигает величины 1—1,5 км.

Довольно часто можно видеть более мелкие сбросы, ответвляющиеся от плоскости крупного разрыва. Кроме того, отчетливо наблюдается серия мелких трещин, параллельных в плане плоскости главного разрыва. Смещения вдоль некоторых из них бывают крайне незначительны.

Южнее широтного отрезка р. Дюсембай докембрийские образования, слагающие западное крыло Карсакпайского синклинория, обнажены лишь отдельными участками, выходящими из-под чехла меловых отложений. Строение западного крыла синклинория здесь, судя по району южного сая Тумурза, мало чем отличается от более северных участков. Здесь, как и к северу от широтного отрезка р. Дюсембай, мы наблюдаем моноклинальное падение пород к востоку в сторону центральных частей синклинория. Углы падения пород колеблются от 30 до 70°.



Фиг. 28. Профиль через западное крыло синклинория по левому берегу р. Дюсембай:

1 — отложения карсакпайской свиты; 2 — отложения кергетасской свиты; 3 — отложения кумолинской свиты; 4 — отложения тумурзинской свиты; 5 — габбро-диабазы; 6 — зоны расслаивания; 7 — разломы

Как уже отмечалось ранее, характер контакта Карсакпайского синклинория с Майтубинским антиклинорием к северу от каменноугольной Джийдинской синклинали не вполне ясен. Возможно, здесь породы кумолинской свиты трансгрессивно перекрывают гранитогнейсы, залегающие в западном крыле Майтубинского антиклинория и падающие на запад. Породы кумолинской свиты наклонены на восток. Однако не исключено существование здесь разрыва между гранитогнейсами и породами кумолинской свиты, установить который не удастся вследствие плохой обнаженности этого участка. На геологической карте нами показывается в этом районе предполагаемое нарушение.

В районе северных притоков сая Джийде западное крыло синклинория построено достаточно сложно. Это хорошо видно при рассмотрении разрезов левого берега южного сая (фиг. 29). Здесь, в самой западной части в контакте с каменноугольными отложениями Джийдинской мульды, обнажены породы верхней части кумолинской свиты, падающие на запад-юго-запад под углами 40—50°. Далее на восток бластопсаммитовые сланцы сменяются пачкой конгломератов, слагающих нижнюю часть разреза кумолинской свиты. В 0,5 км от восточного края Джийдинской мульды в конгломератах происходит смена западных падений на восточные, благодаря чему отчетливо вырисовывается антиклинальная складка, центральная часть которой в районе южного сая сложена породами нижних частей разреза кумолинской свиты. В восточном крыле этой складки породы сначала круто наклонены на восток-северо-восток под углами 65—70°. Затем углы падения их постепенно выполаживаются, и около зимовок на левом берегу сая они равны 35—30°. Далее на восток конгломераты вновь сменяются породами более верхних частей кумолинской свиты, которые к востоку от зимовок слагают центральные части синклинальной складки с очень крутым (около 70°) восточным крылом. В крыле этой складки вновь обнажаются конгломераты, прослеживающиеся непрерывной полосой шириной около 1 км далее на восток. Структура этой полосы конгломератов кумолинской свиты не совсем ясна. В западных выходах конгломераты падают на запад 250°, под углами 70°, в крайних восточных выходах — на

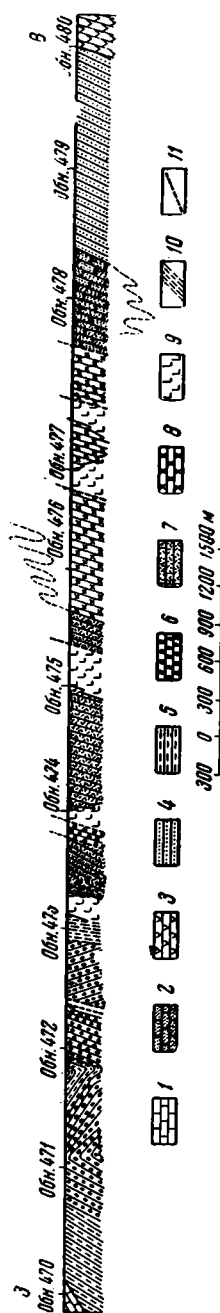
восток, азимут падения 70° , под углами 70° . Судя по направлениям падений, они смяты в довольно простую антиклинальную складку. Однако в средней части, в районе смены западных направлений падения на восточные конгломераты пронизаны большим количеством кварцевых жил, интенсивно рассланцованы и сгфрированы. Весьма вероятно, что в этом промежутке широко распространены многочисленные, относительно мелкие продольные срывы, и, возможно, кажущееся антиклинальное строение этого участка на самом деле связано с наличием здесь по-разному наклоненных мелких чешуй.

К востоку от конгломератов кумолинской свиты обнажена дайка габбро-диабазов, имеющая ширину выхода около 350—400 м. За дайкой габбро-диабазов далее на восток обнажены породы белкудукской свиты, падающие на запад с углами падения $70-65^\circ$. Несомненно, что дайка фиксирует крупное разрывное нарушение, по которому контактируют падающие навстречу друг другу породы кумолинской и белкудукской свит.

Далее на восток обнажены породы белкудукской свиты, падающие на запад под углами $70-75^\circ$. Судя по разрезу белкудукской свиты, здесь мы имеем, вероятно, моноклинальное залегание пород ее, осложненное системой продольных крутых сбросов, к которым приурочены меридионально вытянутые дайки габбродиабазов. Амплитуда этих сбросов невелика, так как нигде мы не наблюдаем сдвигания в разрезе крупных пачек пород белкудукской свиты. Плоскости сместителей круто (70°) падают на запад. Восточнее образования белкудукской свиты сменяется породами лежащей ниже татпенской свиты, падающими в западном направлении под углами $70-80^\circ$.

Таким образом, в этой части мы наблюдаем нормальное крыло антиклинальной складки, осложненное крутыми сбросами; центральная же часть этой антиклинали сложена породами татпенской свиты. Далее на восток строение западного крыла синклинория значительно осложняется. Породы татпенской свиты сменяются толщей кварцитов карсакпайской свиты, слагающих узкую наложенную синклиналь, приуроченную, вероятно, к крупному разрывному нарушению. На востоке кварциты карсакпайской свиты залегают на породах керегетасской свиты, круто падающих на запад ($70-80^\circ$).

Существование разрыва по восточному контакту пород татпенской свиты является для нас очевидным из наблюдаемых соотношений горных пород. Как уже отмечалось, здесь находится антиклинальная складка,



Фиг. 29. Профиль по левому берегу южного сая (приток сая Джиде):

1 — каменноугольные отложения; 2 — отложения карсакпайской свиты; 3 — отложения бурмаинской свиты; 4 — отложения кергетасской свиты; 5 — сланцы кумолинской свиты; 6 — конгломераты кумолинской свиты; 7 — отложения белкудукской свиты; 8 — отложения татпенской свиты; 9 — габбро и габбро-диабазы; 10 — зоны расланцевания; 11 — разломы

центральная часть которой сложена породами татпенской свиты. Однако в восточном крыле ее нет пород белкудукской и кумолинской свит, залегающих в нормальном разрезе над татпенской свитой. Непосредственно же в контакте с породами этой свиты обнажены породы керегетасской свиты, которая во всех известных нам разрезах залегает на породах кумолинской свиты без всякого перерыва и с постепенным переходом. В то же время ширина выхода пород карсакпайской свиты крайне мала и в этот промежуток никак нельзя поместить породы белкудукской и кумолинской свит.

Таким образом, здесь можно предположить существование крупного разрывного нарушения, вдоль которого контактируют породы татпенской и керегетасской свит. Весьма вероятно, что наложенные структуры карсакпайской свиты приурочены именно к этому нарушению. За отложениями керегетасской свиты на восток в очень небольших выходах вскрыты породы бурмашинской свиты, находящиеся в опрокинутом залегании и падающие на запад под породы керегетасской свиты.

Рассматривая в целом весь разрез вдоль южного сая, отметим некоторые характерные черты строения западного крыла синклинория в этой части. Прежде всего, здесь четко выделяются две зоны западная и восточная. В западной зоне, сложенной на широте южного сая породами кумолинской свиты, развиты сравнительно просто построенные складки с нормальным падением слоев на крыльях. Количество разрывных нарушений невелико. В восточной зоне, ограниченной серией разрывов, наблюдается повсеместное запрокидывание на восток как осевых плоскостей отдельных складок, так и всей структуры синклинория. На западе восточной зоны развита антиклинальная структура, оборванная с двух сторон разломами и нарушенная дополнительно серией более мелких продольных нарушений. К восточному разлому, ограничивающему эту горстообразную антиклиналь от более попруженных частей синклинория, приурочены наложенные структуры, выполненные породами карсакпайской свиты.

Рассмотрев геологический разрез вдоль южного сая, посмотрим какие изменения происходят в строении западного крыла синклинория к северу и к югу от него.

В южном направлении структуры западного крыла синклинория прослеживаются без существенных изменений на 5—5,5 км к югу от южного сая, после чего они скрываются под чехлом рыхлых мезозойско-кайнозойских образований и вскрываются вновь лишь в долине р. Белеуты.

В северном направлении структуры западного крыла синклинория прослеживаются достаточно далеко, вплоть до водораздела северного сая и сая Тумурза. Здесь, на расстоянии 12—15 км с небольшими изменениями четко прослеживаются описанные выше структурные зоны. В западной зоне на широте северного сая вблизи контакта с Джийдинской мульдой обнаруживается синклиналь, выполненная кварцитами и мраморами карсакпайской свиты. В северном центрициальном окончании этой складки углы падения не превышают 20—25° с направлением падения в сторону центральных частей ее. Восточное крыло этой складки оборвано разломом, западное достаточно крутое (50—60°) с падением слоев на восток-северо-восток. Длина складки около 1,5 км при максимальной ширине около 400—450 м.

Шарнир западной антиклинальной складки поднимается в северном направлении, вследствие чего в районе северного сая в центральных частях этой складки обнажаются породы верхних частей белкудукской свиты. Эта антиклиналь к северу от северного сая подходит под острым углом к восточному борту Джийдинской мульды, где и перекрывается каменноугольными образованиями. К востоку от этой антиклинальной складки прослеживается полоса выходов кумолинской свиты, значительно расширяющаяся по сравнению с более южными районами. Отдельные складки,

в которые смяты отложения кумолинской свиты, ничем не отличаются от тех, которые были описаны в западной зоне на широте южного сая. С востока выходы кумолинской свиты органичены разломом меридионального простираия. Это нарушение является прямым продолжением к северу того разрыва, который на широте южного сая также отграничивал породы кумолинской и белкудукской свит. На широте северного сая оно отчетливо дешифрируется по аэрофотоснимкам благодаря азимутальному несогласию в породах кумолинской и белкудукской свит, которые падают навстречу друг другу. Кроме того, этот разрыв отчетливо виден в рельефе. Поднятое крыло его, сложенное породами белкудукской свиты, в рельефе представляет приподнятый левый борт сухого лога, впадающего в северный сай. Отдельные гряды сопок, вытягивающиеся в меридиональном направлении параллельно простираию разлома, круто обрываются в сторону долины. Другой берег лога, представляющий опущенное крыло этого нарушения и сложенный породами кумолинской свиты, чрезвычайно пологий и покрыт многочисленными солончаками.

К востоку от упомянутого выше разлома прослеживаются породы нижних частей белкудукской свиты, круто падающие ($70-80^\circ$) в западном направлении. Они рассечены многочисленными дайками таббро-диабазов, протягивающимися в меридиональном направлении. Как уже отмечалось ранее, весьма вероятно, что эти дайки приурочены к серии разломов, параллельных основному нарушению.

Далее на восток породы белкудукской свиты сменяются породами татпенской свиты, залегающими в центральной части антиклинальной складки. Однако, в отличие от района южного сая, в более северных частях удается наблюдать восточное крыло этой антиклинали, четко вырисовывающееся по выходам пород белкудукской свиты к востоку от центральных частей антиклинали. Здесь, так же как и в более южных районах, наблюдается запрокидывание осевых плоскостей на восток, вследствие чего породы белкудукской свиты в восточном крыле антиклинали падают на запад под углами $70-65^\circ$.

С восточной стороны антиклинальная складка также осложнена разрывом, к которому приурочены синклинали, выполненные отложениями карсакпайской свиты. Наложенные синклинали карсакпайской свиты представляют собой узкие (до 450 м) вытянутые складки, осевые плоскости которых запрокинуты на восток. Западное крыло этих складок, как правило, оборвано разломом. К востоку от карсакпайской свиты обнажены породы керегетасской, а затем бурмашинской свит, также запрокинутые на восток.

Интересная деталь структуры наблюдается в районе высоты 472,0. Здесь видно, как горизонты железистых кварцитов, залегающих в белкудукской свите, замыкаются, образуя периклинальное окончание антиклинальной складки. Южнее высоты аналогичные замыкания наблюдаются в породах татпенской свиты. В месте периклинального замыкания породы наклонены к северу под углами $40-45^\circ$ (фиг. 30). Эти данные позволяют утверждать, что указанная антиклиналь не является торстом, в котором приподняты и выведены на дневную поверхность породы белкудукской и татпенской свит, а представляет собой нормальную антиклинальную складку, попружающуюся в северном направлении, оборванную с двух сторон разломами.

Сложность строения западного крыла синклинория в районе северных притоков сая Джийде обуславливается еще тем, что оно нарушено серией взбросов северо-восточного простираия. Большинство этих разрывов отчетливо дешифрируется по аэрофотоснимкам и обнаруживается при геологическом картировании по смещению отдельных, хорошо картируемых пачек пород, таких, как железистые кварциты и мраморы. Амплитуды этих взбросов различны. Наиболее крупный из них, имеющий амплитуду

не менее 1000 м, прослеживается на междуречье северного и южного сая. Более мелкие взбросы известны к северу и к югу от него. Благодаря тому, что простирание этих взбросов косое по отношению к складчатым структурам западного крыла синклинория, по ним наблюдаются смещения отдельных горизонтов в горизонтальной плоскости. Наибольшая величина горизонтальных смещений наблюдается на междуречье северного и южно-

го сая, где местами она достигает 2—2,5 км.

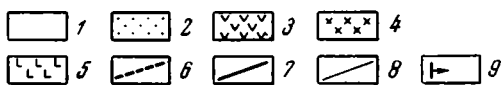
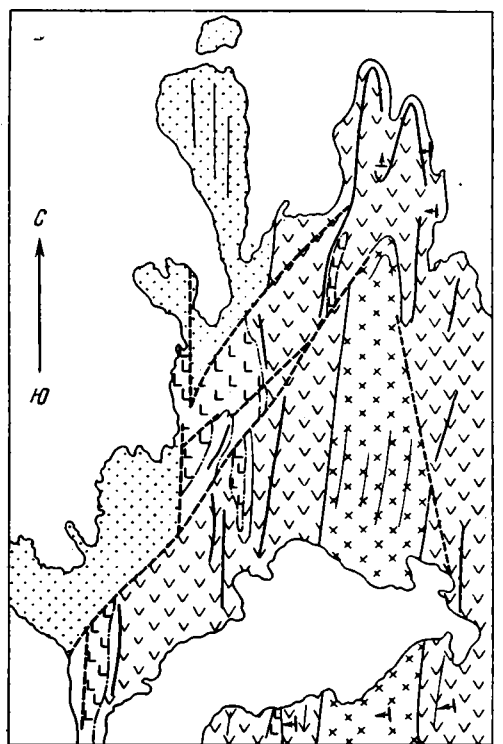
К югу от северных притоков сая Джийде структуры западного крыла Карсакпайского синклинория перекрываются мезозойско-кайнозойскими отложениями и вновь облажаются лишь в долине р. Белеуты и ее притока Аккийксая. В этой части Улутавской зоны вновь наблюдается граница Майтюбинского антиклинория и Карсакпайского синклинория, разделенных крупным разрывом. Наличие разлома в этой части Улутавской зоны достаточно четко устанавливается из следующих данных.

Восточное крыло Майтюбинского антиклинория сложено породами тумурзинской свиты, падающими на восток с углами падения 45—60°. В зоне контакта Майтюбинского антиклинория и Карсакпайского синклинория прослеживается зона сильно рассланцованных, перетертых и пиритизированных сланцев тумурзинской и кумолинской свит, плоскости сланцеватости которых наклонены круто на запад. Обнаженные восточнее породы кумолинской свиты наклонены также на запад под очень крутыми углами (70—75°).

Таким образом, зону рассланцованных пород следует рассматривать как отражение на поверхности крупного разлома, разграничивающего две крупные докембрийские структуры — Майтюбинский антиклинорий и Карсакпайский синклинорий. Необходимо отметить, что зона этого разлома хорошо выражена геоморфологически. К западу от него долина р. Белеуты узкая и с двух сторон окружена крутыми обрывистыми берегами; пойменная терраса ее развита здесь очень слабо. В зоне разрыва наблюдается резкий уступ, после которого долина р. Белеуты резко расширяется и характеризуется очень широкой пойменной террасой.

Элементы залегания плоскости разрыва, к сожалению, не удается замерить. Можно только предположить, что она падает круто на запад согласно с рассланцеванием пород в зоне разрыва.

Прежде чем перейти к характеристике структуры западного крыла синклинория в районе р. Белеуты и Аккийксая, необходимо отметить, что

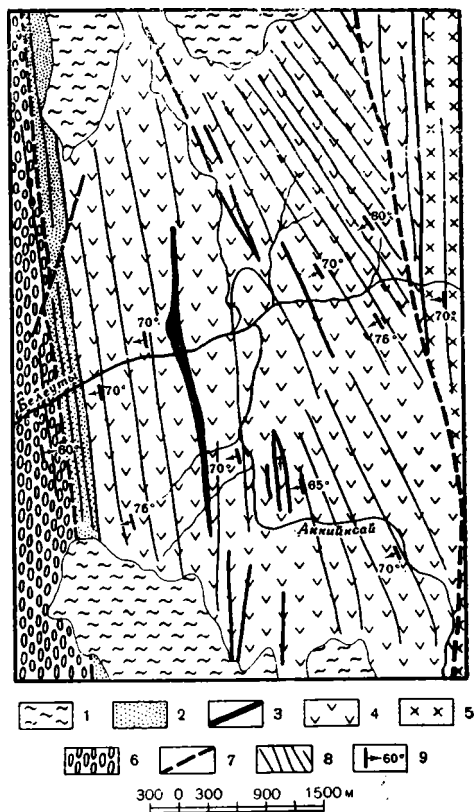


Фиг. 30. Геологическая схема района северного сая (приток сая Джийде):

1 — кора выветривания; 2 — отложения кумолинской свиты; 3 — отложения белкудукской свиты; 4 — отложения тапшенской свиты; 5 — габбро-диабазы; 6 — разломы; 7 — железистые кварциты; 8 — линии простирания слоев; 9 — элементы залегания

все складчатые структуры в этой части западного крыла Карсакпайского синклинория запрокинуты на восток. При движении на восток от контакта с Майтубинским антиклинорием в этой части западного крыла синклинория наблюдаются следующие структуры. Как уже отмечалось ранее, породы тумурзинской свиты, слагающие восточное крыло Майтубинского антиклинория, по разлому контактируют с породами кумолинской свиты, надающей под углами $70-80^\circ$ на запад. В $800-850$ м к востоку от границы Майтубинского антиклинория с Карсакпайским синклинорием конгломераты и слюдяно-полевошпатовые сланцы кумолинской свиты сменяются порфиритоидами и зелеными сланцами керегетасской свиты, которые, в свою очередь, далее на восток вновь сменяются породами кумолинской свиты. Ширина выходов пород керегетасской свиты около 600 м. Таким образом, полосу выходов пород керегетасской свиты, прослеживающуюся на расстоянии около 4 км, нужно рассматривать в качестве узкой изоклинальной складки, в западном крыле которой породы надают на запад с углами падения $60-65^\circ$, а в восточном — $70-75^\circ$. Далее на восток, двигаясь вкост простирания горных пород, мы пересекаем восточное крыло упомянутой выше синклинали, так как породы кумолинской свиты восточнее сменяются породами белкудукской свиты. Последние слагают в районе р. Белеуты достаточно широкую (до $2,5$ км) полосу выходов в районе устья Аккийксай. Анализ аэрофотоснимков позволяет предполагать наличие внутри этой полосы выходов пород белкудукской свиты серию мелких, сложно построенных изоклинальных складок, осевые плоскости которых опрокинуты на восток. Это достаточно хорошо видно по распределению пачек железистых кварцитов внутри белкудукской свиты (фиг. 31). Ширина отдельных складок не превышает 500 м, длина около $3-4$ км.

Однако эти отдельные складки необходимо рассматривать лишь как осложнение крыла более крупной антиклинальной складки, ядро которой расположено восточнее и сложено породами татпенской свиты. Западное крыло этой антиклинали нарушено меридиональным разломом, проходящим внутри толщи пород белкудукской свиты. Существование этого нарушения отчетливо устанавливается при анализе условий залегания пород белкудукской свиты по обе стороны от плоскости его. К западу от разлома породы белкудукской свиты имеют север-северо-западные простирания,



Фиг. 31. Выходы железистых кварцитов белкудукской свиты в западном крыле синклинория в районе р. Белеуты:

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — отложения керегетасской и кумолинской свит; 3 — железистые кварциты белкудукской свиты; 4 — отложения белкудукской свиты; 5 — отложения татпенской свиты; 6 — отложения тумурзинской свиты; 7 — разломы; 8 — линии простирания слоев; 9 — элементы залегания.

вследствие чего, подходя к плоскости разлома, они как бы срезаются ею. К востоку от разлома породы белкудукской свиты характеризуются отчетливыми меридиональными простираниями. Направление падения плоскости сместителя, к сожалению, установить не удастся. Можно предположить, что как и у большинства разрывов этого направления, плоскость сместителя круто падает на запад, вследствие чего он может быть отнесен к категории крутых сбросов. Амплитуда вертикального смещения этого сброса невелика и не превышает мощности пород белкудукской свиты. К востоку от упомянутого выше разрыва располагается ядро крупной антиклинальной складки, сложенной породами татпенской свиты. В обоих крыльях этой антиклинали они падают на запад, достигая в западном крыле величин $70-75^\circ$, а в восточном — 60° . При прослеживании отдельных пачек пород татпенской свиты к северу от долины р. Белеуты видно, как их меридиональные простирания постепенно сменяются на широтные, вырисовывая периклинальное окончание этой антиклинали, шарнир которой погружается в северном направлении. В месте периклинального окончания породы татпенской свиты падают на север под углами $40-45^\circ$. Восточное крыло интересующей нас антиклинали перекрыто породами бурмашинской и белеутинской свит.

Описанные выше структуры западного крыла Карсакпайского синклинория прослеживаются к югу от р. Белеуты без изменений на расстоянии около 5—7 км, после чего они скрываются под покровом рыхлых мезозойско-кайнозойских образований Чуйской синеклизы.

Анализируя строение западного крыла синклинория в целом, мы видим, что оно построено значительно сложнее, чем восточное. Развитые здесь складки часто изоклинальны и имеют значительно большую амплитуду, так как в ядре антиклиналей обнаруживаются породы татпенской и белкудукской свит, чего мы не наблюдаем в пределах восточного крыла синклинория. Два наиболее приподнятых участка западного крыла синклинория располагаются в северной и южной частях исследованного района и характеризуются развитием сжатых, часто изоклинальных складок. В северной части района относительная приподнятость западного крыла синклинория выражается в наличии Шаушкельсайской антиклинали и антиклинали к югу от горы Кызымчек.

Южнее широты Кара-Керегетассая располагается относительно опущенная часть западного крыла синклинория, характеризующаяся в общем моноклинальным залеганием пород. Для этой части западного крыла синклинория, протягивающейся вплоть до северных притоков сая Джи́йде, характерно наличие большого количества разрывов северо-западного простирания, разбивающих его на серию отдельных блоков. Весьма вероятно, что именно с этими разрывами связано значительное расщепление, а местами и окварцевание пород кумолинской и керегетасской свит в этой части западного крыла синклинория.

И, наконец, южная часть западного крыла Карсакпайского синклинория вновь приподнята. Здесь отчетливо наблюдаются антиклинальные складки, в ядрах которых обнажаются породы белкудукской и татпенской свит, причем отдельные антиклинальные складки располагаются значительно восточнее (р. Белеуты), чем антиклинали в других частях западного крыла синклинория, что свидетельствует об относительно большей амплитуде подъема западного крыла в этой части синклинория. Необходимо также отметить, что существенную роль в этой части Карсакпайского синклинория играют разломы меридионального и северо-восточного простирания. Весьма вероятно, что благодаря серии разрывов меридионального простирания, плоскости которых в большинстве случаев круто падают на запад, и происходит запрокидывание на восток осевых плоскостей складок в южной части западного крыла синклинория.

Кроме того, характерной чертой строения западного крыла Карсакпайского синклинория следует считать наличие большого количества наложенных структур, выполненных отложениями карсакпайской свиты и приуроченных в своем распространении в основном к зонам меридиональных нарушений на контакте Майтубинского антиклинория и Карсакпайского синклинория и в более восточных частях западного крыла синклинория.

Центральная часть Карсакпайского синклинория

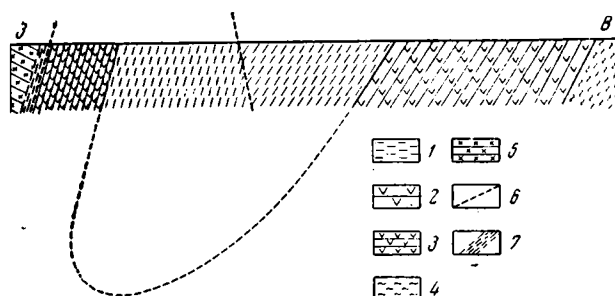
Разделение Карсакпайского синклинория на три части (западное и восточное крылья и центральную часть) весьма условно. Эта условная граница, как мы отмечали выше, проводится по подошве базального горизонта бурмашинской свиты. Однако в некоторых участках Карсакпайского синклинория при выделении его центральной части мы вынуждены отступить от этого правила, так как в ряде случаев породы бурмашинской свиты бывают перекрыты более молодыми отложениями карсакпайской свиты, контактирующими непосредственно с породами нижней железорудной серии и слагающими в структурном отношении также центральную часть Карсакпайского синклинория. На таких участках приходится проводить границу центральной части синклинория по подошве пород не бурмашинской, а более молодой карсакпайской свиты.

Центральная часть Карсакпайского синклинория располагается в средней части изученного района, протягиваясь непрерывной полосой, лишь местами перекрытой отложениями мезозоя и кайнозоя, от сая Кенсас на севере до левобережья р. Белеуты на юге. Строение центральной части Карсакпайского синклинория к северу от Кенсасая, т. е. за пределами изученного района, будет рассмотрено ниже. К югу от р. Белеуты структуры Карсакпайского синклинория скрываются под покровом мезозойско-кайнозойских отложений. В северной части района породы, слагающие центральную часть Карсакпайского синклинория, простираются в север-северо-западном направлении. Однако уже в районе саев Кара-Керетгас и Кара простирание их становится север-северо-восточное $5-10^\circ$, а в верховьях сая Бурмаша и южнее они простираются строго в меридиональном направлении. В направлении с севера на юг происходит постепенное увеличение ширины центральной части Карсакпайского синклинория. Если в районе Кенсасая ширина ее равна $1,5-1,8$ км, то в районе Кара-Керетгасая она равна $8-8,5$ км. В самой южной части Карсакпайского синклинория (в районе р. Белеуты) центральная часть его еще больше расширяется, достигая ширины $15-16$ км.

Описание структур центральной части Карсакпайского синклинория, как и в предыдущих разделах, мы начнем с северной части изученного района, проследивая их затем постепенно к югу.

В северной части изученного нами района ядро Карсакпайского синклинория сложено только породами бурмашинской свиты и построено достаточно просто. Здесь наблюдается, по существу, одна сравнительно простая синклиналильная складка, которую в дальнейшем мы будем называть центральной синклиналью. В восточном крыле ее мы видим нормальный контакт базальных горизонтов бурмашинской свиты с подстилающими толщами. В этой части породы бурмашинской свиты падают в запад-юго-западном направлении $255-260^\circ$ под углом $60-70^\circ$. Далее на запад породы нижней части бурмашинской свиты сменяются породами средней части, залегающими в центральной части синклинория. Направление падения этих пород запад-юго-запад $250-260^\circ$, углы падения меняются от 60° на востоке до $70-75^\circ$ на западе. Западное крыло этой синклинали сорвано. В районе Кенсасая породы нижней части бурмашинской свиты по-разному контактируют с древними толщами, слагающими Майтубинский антиклинорий. Сравнивая мощность нижней части

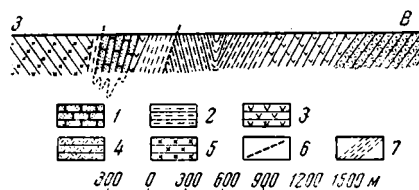
на западе с более восточными выходами, мы должны будем прийти к выводу, что на западе распространены только верхние горизонты. Нижние ее горизонты несомненно срезаны разломом. Вдоль зоны разлома, имеющей простирание северо-северо-запад, прослеживается зона сильно рассланцованных и окварцованных пород бурмашинской свиты. В пределах этой зоны кварцево-серицитовые сланцы средней части бурмашинской свиты превращены в сильно пльчатые кварцево-мусковитовые сланцы,



Фиг. 32. Профиль через центральную часть синклиория по левому берегу сая Кенсаз:

1 — отложения средней части бурмашинской свиты; 2 — отложения нижней части бурмашинской свиты; 3 — отложения нижней части бурмашинской свиты, сильно рассланцованные в зоне разлома; 4 — отложения керегетасской свиты; 5 — отложения джосембайской свиты; 6 — разломы; 7 — зоны рассланцевания

массивные порфироиды — в тонколистоватые хлоритовые и актинолит-хлоритовые сланцы. Ширина зоны измененных пород около 200—250 м. Таким образом, в районе Кенсаз сая центральная часть Карсакпайского синклиория представляет одну крупную синклиналию складку, осевая плоскость которой запрокинута на восток, а западное крыло срезано крупным субмеридиональным нарушением, вдоль которого центральная часть Карсакпайского синклиория контактирует со структурами Майтубинского антиклиория (фиг. 32).



Фиг. 33. Профиль через центральную часть синклиория на широте г. Акадыртобе:

1 — отложения карсакпайской свиты; 2 — отложения средней части бурмашинской свиты; 3 — отложения нижней части бурмашинской свиты; 4 — отложения керегетасской свиты; 5 — отложения джосембайской свиты; 6 — разломы; 7 — зоны рассланцевания

Несколько южнее, на правобережье Кенсаз сая строение центральной части Карсакпайского синклиория значительно усложняется. Это очень легко проследить на поперечном профиле, проведенном через центральную часть синклиория на широте горы Акадыртобе (фиг. 33). В восточном крыле мы видим нормальное залегание базальных горизонтов бурмашинской свиты на подстилающих породах. Элементы залегания в породах нижней части бурмашинской свиты здесь следующие: азимут падения 260° , угол падения — 60° . По направлению к западу они сменяются лежащими выше породами средней части бурмашинской свиты, падающими в восточной части по направлению 265° с углами падения

70—65°. Следуя далее на запад, мы видим, что породы средней части свиты изменяют свое падение и наклонены на восток с углами падения 50—60°. Таким образом, здесь отчетливо обнаруживается по смене падений синклинали складка в породах бурмашинской свиты, причем ядро этой синклинали сложено породами средней части бурмашинской свиты. При нормальных соотношениях далее на запад породы средней части бурмашинской свиты должны были бы смениться породами нижней части. В действительности же на западе на породах средней части бурмашинской свиты залегают породы лежащей выше карсакпайской свиты, имеющие ширину выхода около 300—350 м. В западной части породы карсакпайской свиты контактируют по разлому с древними толщами, слагающими Майтубинский антиклинорий. Породы карсакпайской свиты слагают узкую синклинали складку, располагающуюся не в ядре Карсакпайского синклинория, а несколько сдвинутую к западу и приуроченную к зоне крупных разрывных нарушений. Строение этой синклинали, выполненной отложениями карсакпайской свиты, сложное. Все породы, слагающие ее, падают очень круто на запад, что свидетельствует о запрокидывании осевой плоскости ее на восток. Весьма вероятно, что эти явления запрокидывания связаны с непосредственной близостью к зоне крупных разрывных нарушений, более подробная характеристика которой будет дана ниже. Кроме общего изоклинального строения синклинали видно, что породы карсакпайской свиты, слагающие упомянутую выше синклиналь, смяты в мелкие сложные складки и сильно пloyчататы. В западном крыле синклинали, ближе к зоне разлома, в них обнаруживаются явления динамометаморфизма, выражающиеся в сильной расщепленности и появлении большого количества слюды на плоскостях сланцеватости.

От района правого берега Кенсасая, вплоть до левобережья р. Кумолы строение центральной части Карсакпайского синклинория принципиально не меняется. С восточной стороны мы повсеместно наблюдаем нормальное залегание базальных горизонтов бурмашинской свиты на более древних образованиях. По мере движения на юг мы видим, что шарнир синклинали складки, сложенной породами бурмашинской свиты, постепенно погружается, в связи с чем полоса выходов бурмашинской свиты к югу постепенно расширяется. На левобережье р. Кумолы ширина выходов пород бурмашинской свиты достигает 2—2,5 км. В районе Кенсасая и реки Кумолы ось этой синклинали простирается в юго-восточном направлении с азимутом падения 165—170°. Местами синклинали структура характеризуется нормальными падениями, т. е. породы в восточном ее крыле падают на запад-юго-запад с углами падения от 45 до 75°, а в западном крыле — на восток с углами падения 50—80°. В других участках отчетливо выявляется запрокидывание на восток западного крыла и осевой плоскости, т. е. в западном крыле этой синклинали мы повсеместно наблюдаем западные падения. Нижняя часть бурмашинской свиты в западном крыле этой синклинали перекрыта породами карсакпайской свиты, слагающими синклинали структуру, располагающуюся в зоне крупного меридионального нарушения.

В рассмотренном участке центральной части Карсакпайского синклинория распространены отдельные разрывные нарушения, несколько осложняющие ту складчатую структуру, которая была описана выше. Прежде всего, на этом участке наблюдаются небольшие разломы северо-западного и северо-восточного простирания, имеющие характер сбросов и взбросов. Вертикальная амплитуда смещения вдоль этих разрывов невелика и не превышает нескольких десятков метров. Поскольку многие из них ориентированы косо к простиранию пород бурмашинской свиты, вдоль большинства из них наблюдаются горизонтальные смещения, как правило, тоже очень небольшой амплитуды.

Более существенное значение имеет меридиональное нарушение, протягивающееся от района г. Акадыртобе на юг. В самой северной части, в районе горы Акадыртобе оно располагается в центральной части синклинория. По мере движения на юг это нарушение постепенно пересекает все более низкие горизонты бурмашинской свиты в западном крыле этой синклинали. В 5 км к северу от р. Кумолы оно разграничивает наложенную синклиналь пород карсакапайской свиты от пород западного крыла центральной синклинали. В этой части синклинория нигде не удастся измерить элементы залегания плоскости сместителя. В более южных районах это нарушение характеризуется достаточно крутыми западными падениями. В северной части вертикальная амплитуда смещения сравнительно невелика, однако есть основание предполагать, что она несколько увеличивается по мере движения на юг.

В районе левого берега р. Кумолы происходит резкое поднятие шарчира синклинальной складки, благодаря чему на правом берегу р. Кумолы уже не обнажаются породы средней части бурмашинской свиты, залегающие севернее в осевой части центральной синклинали. Однако здесь мы не наблюдаем центриклинального замыкания пород средней части бурмашинской свиты, так как эта часть структуры осложнена поперечным сбросом. В результате этого осложнения видно, что отдельные пакки пород средней части бурмашинской свиты, подходя к разрыву с юго-юго-восточными простираниями, граничат по нему с подходящими с юга порфиритоидами нижней части бурмашинской свиты. В северном опущенном блоке к плоскости разрыва «поджаты» кварциты карсакапайской свиты, слагающие небольшую приразломную синклиналь. К югу от р. Кумолы докембрийские образования, слагающие центральную часть синклинория, перекрыты небольшим чехлом мезозойских отложений и вновь обнажаются лишь на широте Балбраун. На этом участке мы вновь наблюдаем значительное погружение шарчира центральной синклинали, последнее выражается в появлении пород средней части бурмашинской свиты. Интересно, что такое же резкое погружение испытывает шарчир приразломной синклинали, ограничивающей с запада центральную часть Карсакапайского синклинория. Если на широте г. Карсакапая ширина этой структуры всего несколько сот метров, то в районе месторождения Балбраун ее ширина достигает 2—2,5 км. Благодаря такому погружению шарчира западная граница этой синклинали поворачивает в западном направлении к югу от Карсакапая. От горы Карашпоки базальные горизонты карсакапайской свиты вновь поворачивают в меридиональном направлении. В месте широтного изгиба в кварцитах карсакапайской свиты удастся измерить сравнительно пологие (15—30°) южные и юго-западные падения. К югу от широтного изгиба в пределах этой синклинали появляются более верхние части карсакапайской свиты, содержащие пакки железистых кварцитов, столь широко распространенные в пределах железорудных месторождений Балбраун и Кара-Керегетас. В северной части изученного района мы видели, что породы карсакапайской свиты, слагающие западное крыло наложенной синклинали, залегают на породах керегетасской свиты. К югу от горы Карашпоки из-под пород карсакапайской свиты выступают породы нижней части бурмашинской свиты.

Несколько слов о строении этой синклинали в районе гор Балбраун и Керегетас. Здесь она имеет среднюю ширину около 1,5—2 км; восточное крыло ее оборвано крупным меридиональным нарушением, протягивающимся от более северных участков центральной части синклинория и описанным несколько ранее. В пределах месторождения Балбраун и Кара-Керегетас это нарушение обнаруживается отсутствием базального горизонта кварцитов в восточном крыле синклинали. Кроме того, оно подчеркивается приуроченными к нему линейными телами таббро-диа-

базов. В северной части месторождения Балбраун от основного разлома меридионального направления ответвляется оперяющий разрыв юго-восточного простирания. И лишь в остром углу этих двух разломов сохранилось в виде небольшого «пятна» восточное крыло этой синклинали. Так же как и в более северных районах, в этой синклинали происходит запрокидывание на восток ее осевой плоскости. Так, например, в районе горы Балбраун, в самых восточных выходах восточного крыла синклинали, наблюдаются крутые восточные падения, в остальных же ее частях породы круто наклонены ($60-80^\circ$) к западу. И лишь в районе Керегетас обнаруживается нормальная смена падений, т. е. западное крыло синклинали падает на восток, восточное — на запад. Несомненно, что в пределах этой крупной структуры имеется большое количество более мелких складок, вплоть до микроплойчатости, значительно осложняющих ее строение. Однако выявление их представляет собой очень сложную задачу.

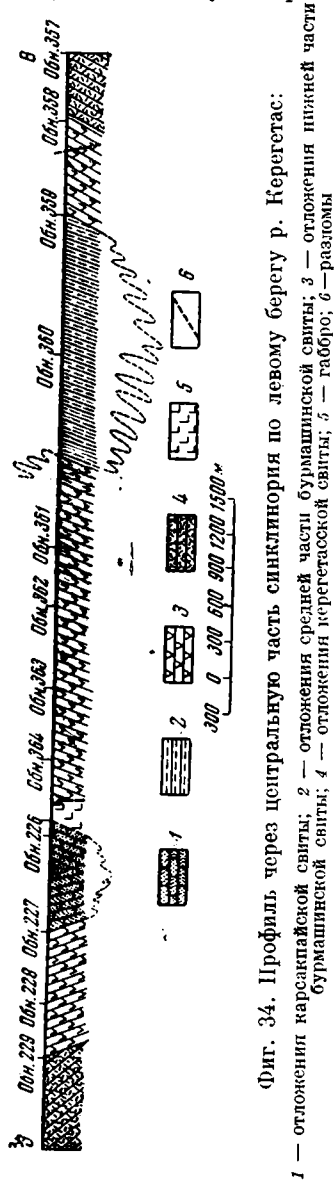
К югу от сая Кара, в южном приподнятом крыле Курайлинского разлома, наблюдается центриклинальное замыкание этой синклинали по подошве базального горизонта карсакпайской свиты.

Выше, при описании более северных участков центральной части синклинория, мы уже отмечали, что синклинальная складка, выполненная отложениями карсакпайской свиты, не располагается в осевой части Карсакпайского синклинория, а приурочена к более западным частям его. Точно такое же положение занимает она и в районе к югу от Карсакпая, где породы карсакпайской свиты распространены вдоль западной границы центральных частей синклинория.

Как же построены более восточные участки центральной части синклинория? Выше уже отмечалось, что шарнир так называемой центральной синклинали к югу от Карсакпая погружается, благодаря чему удается наблюдать вновь выходы пород средней части бурмашинской свиты. По мере прослеживания этой синклинали на юг, к району р. Керегетас, видно, что ширина выходов пород средней части бурмашинской свиты постепенно расширяется. Учитывая, что углы наклона пород в районе Балбраунсая и р. Керегетас остаются постоянными, это расширение, вероятно, следует объяснить дальнейшим попружением шарнира синклинальной складки в южном направлении. Так же как и в более северных районах, ось центральной синклинали в районе Карсакпай-Керегетас простирается в юго-юго-восточном направлении. Строение центральной синклинали в разрезе в районе р. Керегетас и ее притоков, саяв Кара-Керегетас и Кара, достаточно сложное (фиг. 34). У восточного края центральной части синклинория мы видим, что породы нижних частей бурмашинской свиты падают на запад-юго-запад с углами падения $50-65^\circ$, т. е. находятся в нормальных соотношениях, залетая на породах подстилающей керегетасской свиты. Далее на восток породы нижней части бурмашинской свиты, все время падая на запад, сменяются породами лежащей выше средней части бурмашинской свиты. Выходы пород средней части бурмашинской свиты в районе р. Керегетас слагают полосу шириной около 2 км, причем крайне восточные и западные выходы этих пород падают на запад. В действительности же они слагают ядро центральной синклинали, так как к западу от этих пород вновь распространены породы нижней части бурмашинской свиты, да и в самих породах средней части бурмашинской свиты мы видим повторение разрезов горных пород с восточной и западной стороны. Также запрокинуты на восток и породы нижней части бурмашинской свиты, сменяющие породы лежащих выше частей ее далее к западу, в районе устьев саяв Кара-Керегетас и Кара.

Таким образом, в районе р. Керегетас мы наблюдаем запрокидывание на восток складчатых структур центральной части синклинория, т. е.

те же явления, которые были отмечены и для более северных участков. В этой части запрокидывание наблюдается в основном до меридионального разлома, ограничивающего с востока рассмотренную выше синклинали, выполненную породами карсакпайской свиты. Но даже в пределах



Фиг. 34. Профиль через центральную часть синклина по левому берегу р. Керегетас:
1 — отклонения карсакпайской свиты; 2 — отклонения средней части бурмашинской свиты; 3 — отклонения нижней части бурмашинской свиты; 4 — отклонения керегетаской свиты; 5 — габбро; 6 — разломы

этой синклинали, как отмечалось ранее, в отдельных участках наблюдаются явления запрокидывания на восток. Однако на широте сая Кара-Керегетас мы видим, что породы карсакпайской свиты в западном крыле синклинали падают на восток так же, как и находящиеся к западу от них породы нижней части бурмашинской свиты.

К югу от р. Керегетас происходит некоторое изменение простирания складчатых структур Карсакпайского синклинория, о котором уже упоминалось ранее, при описании его крыльев. Если в северных частях изученного района складчатые структуры Карсакпайского синклинория простираются с северо-северо-запада на юго-юго-восток, то на широте р. Керегетас и к югу от нее они приобретают отчетливые меридиональные, а затем и юго-юго-западные простирания. Для центральной части синклинория район меридиональных простираний складчатых структур располагается к югу от р. Керегетас.

Интересно, что именно в это место, где наблюдается поворот складчатых структур синклинория, сходятся две системы разломов: одна северо-западного, другая северо-северо-восточного простирания. Характер различных нарушений этих двух систем уже рассматривался нами при описании структур западного крыла синклинория. Здесь мы лишь отметим, что разрывные нарушения этих двух систем следует отнести к категории крутых сбросов и взбросов, у которых приподнятыми являются южные крылья. При пересечении этих двух систем разломов видно, что смещаются плоскости разломов север-северо-восточного простирания, которые, вероятно, являются более древними.

В районе к югу от р. Керегетас и к северу от верховьев сая Бурмаша центральная часть синклинория рассечена большим количеством как крупных, так и более мелких нарушений обеих систем. Наиболее крупным нарушением из системы разломов северо-западного направления является Курайлинский разлом, идущий от г. Курайлы к юго-востоку и пересекающий центральную часть синклинория к югу от сая Кара-Керегетас. Горизонтальная амплитуда смещения вдоль плоскости этого разлома достаточно велика и местами достигает 1,8—2 км, причем удается наблюдать, что в южном приподнятом крыле отдельные пачки пород смещены по отношению к разновозрастным пачкам северного крыла внутрь, ближе к осевой части синклинория, т. е. в южном крыле этого разлома центральная часть синклинория как бы сужается. Кроме этого крупного разрыва северо-западного направления имеется еще несколько более мел-

ких нарушений этого же типа. Одно из них располагается в месте слияния саяв Кара-Керегетас и Кара, где вдоль него контактируют породы нижней и средней частей бурмашинской свиты. Амплитуды смещения вдоль плоскости этого разрыва невелики и вряд ли превышают несколько сотен метров. Два другие скола очень ограниченной протяженности располагаются у западного контакта основания бурмашинской свиты с керегетасской свитой. Они обнаруживаются по смещению базального горизонта бурмашинской свиты. Все эти нарушения очень отчетливо дешифрируются по аэрофотоснимкам. Местами к плоскостям этих разрывов бывают «поджаты» отдельные пачки пород, резко меняющие свое простираание.

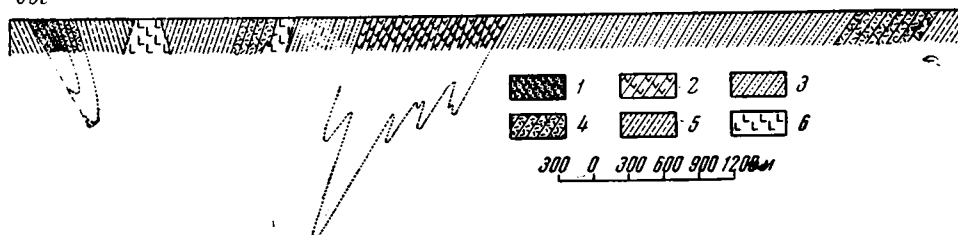
Другая система разломов север-северо-восточного простираания подходит к району верховьев сая Бурмаша с юга, где она широко развита в западном крыле синклинория. Наиболее крупный из этих разломов следует от сая Тумурза, где он располагается вдоль западного контакта центральной части синклинория с его западным крылом. От сая Тумурза он проходит с почти меридиональным простираанием к широтной излучине р. Дюсембай и далее к северу от нее. В этой части он отчетливо подчеркивается телами габбро и габбро-диабазов. Подходя к плотине, расположенной в верхнем течении сая Бурмаша, этот разрыв, несколько отклонившись к северо-востоку, пересекает породы бурмашинской свиты, слагающие центральную часть синклинория. В районе верховьев сая Бурмаша он пересекает центральную часть синклинория и располагается вдоль восточной ее границы, благодаря чему на участке протяженностью около 8 км отсутствует восточное крыло центральной синклинали. Здесь породы средней части бурмашинской свиты, слагающие западное крыло синклинали, контактируют с породами керегетасской свиты восточного крыла синклинали. Вследствие этого центральная часть синклинория в этом районе резко сужена, достигая в районе плотины сая Бурмаша ширины всего лишь 2—2,5 км. От этого крупного разлома в ряде участков отходят более мелкие оперяющие разломы. В районе правобережья р. Керегетас этот разлом переходит из центральной части синклинория в восточное его крыло, где он постепенно затухает. В районе левого берега р. Керегетас наблюдается небольшой сброс, параллельный ранее отмеченному разлому. Он простирается от северного окончания урочища Унгуришат в юго-западном направлении. Подходя к р. Керегетас, этот разлом рассекает породы нижней части бурмашинской свиты, постепенно в них затухая.

Как уже отмечалось ранее, к северу от плоскости разлома центральная часть синклинория сужена. К югу от плоскости разрыва появляется восточное крыло центральной синклинали, отсутствующее в северном блоке, и происходит резкое погружение шарнира центральной синклинали, в результате чего ширина ее сразу увеличивается до 4,5—5 км. Примерно с этого же участка простираание ее оси становится строго меридиональным. Особенностью строения этого участка центральной части синклинория является отсутствие у центральной синклинали ее западного крыла, которое в районе от среднего течения сая Бурмаша до южного сая Тумурза оборвано южным продолжением описанного ранее разлома северо-восточного простираания. По мере движения на юго-юго-запад, вдоль этого разрыва, удастся наблюдать выходы все более нижних частей разреза бурмашинской свиты, слагающих западное крыло центральной синклинали. К этой зоне нарушений в районе широтной излучины р. Дюсембай и южного сая Тумурза приурочено несколько узких, вытянутых параллельно разлому синклиналиных складок, выполненных отложениями карсакпайской свиты и как бы «наложенных» на западное крыло центральной синклинали; это узкие складки, вытянутые на 6—8 км. Последние характеризуются крайне сложной изоклинальной складчатостью; осевые плоскости их запрокинуты, как правило, на восток.

В районе р. Дюсембай таких складок две, южнее, в районе сая Тумурза — три. Они образуют систему параллельных складок, в блоках между которыми вскрыты породы керегетасской, а иногда и бурмашинской свит. Наиболее крупная из этих синклиналий западная. Она прослеживается от сая Тумурза до широты среднего течения сая Бурмаша. В районе сая Тумурза, к югу от которого она перекрыта рыхлыми отложениями, эта складка имеет ширину около 500—550 м. Далее на север она прослеживается до р. Дюсембай, на левом берегу которой резко расширяется, перекрывая породы бурмашинской свиты в крыле ограничивающей ее с востока антиклинали. Здесь ширина ее становится около 1 км, после чего она отчетливо следует на 6—7 км к северу, причем ширина ее местами уже достигает 1,5 км. На широте среднего течения сая Бурмаша слагающие ее породы карсакпайской свиты перекрываются небольшим пятном рыхлых отложений, к северу от которого они неизвестны.

353

ВЮВ



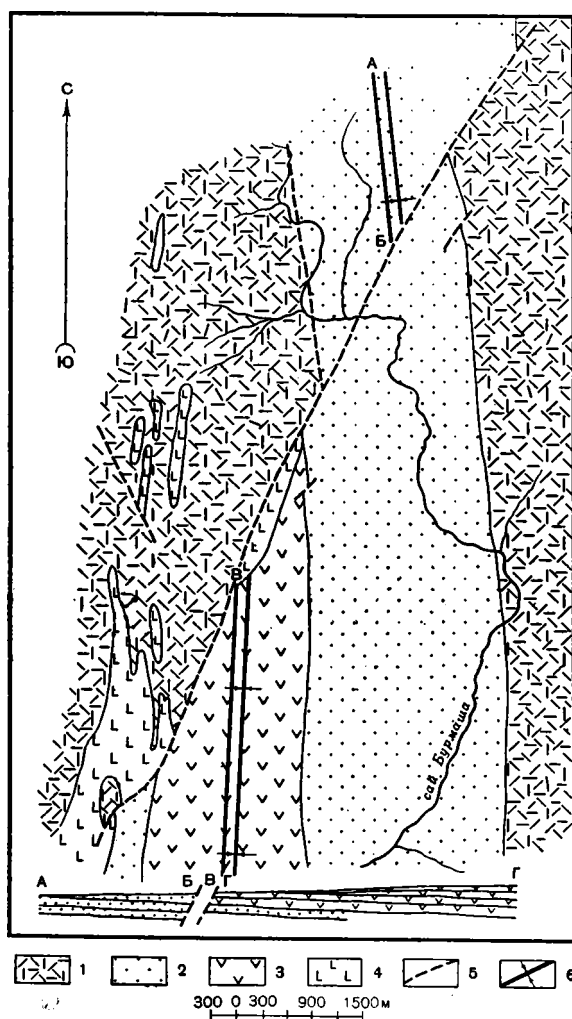
Фиг. 35. Профиль через центральную часть синклинали по левому берегу р. Дюсембай, в районе ее широтной излучины:

1 — отложения карсакпайской свиты; 2 — отложения верхней части бурмашинской свиты; 3 — отложения средней части бурмашинской свиты; 4 — отложения нижней части бурмашинской свиты; 5 — отложения керегетасской свиты; 6 — габбро и габбро-диабазы

Таким образом, мы видим, что западное крыло центральной синклинали построено достаточно сложно. Оно раздроблено на серию отдельных блоков и частично перекрыто породами карсакпайской свиты.

Однако сложность строения центральной синклинали в этой части Карсакпайского синклинория этим не ограничивается. Дело в том, что как и в более северных районах, здесь широко развиты явления запрокидывания осевых плоскостей складчатых структур на восток, причем здесь эти явления захватывают почти всю центральную часть синклинали, вплоть до зоны разломов, ограничивающих ее с запада (фиг. 35). И, наконец, необходимо отметить еще одну особенность строения центральной синклинали в этой части синклинория. По мере движения к югу от верховьев сая Бурмаша мы наблюдаем постепенное погружение шарнира центральной синклинали, что выражается в увеличении ширины выходов пород бурмашинской свиты и появлении в ее разрезе все более высоких горизонтов. Так, например, на широте устья Турашасая ширина выходов бурмашинской свиты достигает 5,5 км. Примерно на этой же широте появляются в ядре центральной синклинали верхние части ее разреза. Однако в современном эрозионном срезе, благодаря серии разломов северо-восточного простирания, погружение шарнира происходит не плавно, а скорее ступенчато. Из рассмотрения фиг. 36 видно, что появление в ядре центральной синклинали пород верхней части бурмашинской свиты происходит сразу благодаря одному из таких разломов. Этот разрыв, один из наиболее крупных в этой части центральной синклинали, ответвляется в районе широтной излучины р. Дюсембай, отходит от более крупной зоны разрывов, рассмотренной ранее, и является опережающей трещиной последней. Он рассекает под острым углом всю центральную

часть синклиниория, уходя в районе среднего течения сая Бурмаша в восточное крыло его, где он постепенно затухает. На этом протяжении от него ответвляется несколько более мелких разрывов. В центральной части синклиниория вертикальные амплитуды смещения вдоль плоскости этого разрыва не превышают 600—700 м, горизонтальные — 1,5—2 км.



Фиг. 36. Геологическая карта района среднего течения сая Бурмаша:

1 — отложения нижней части бурмашинской свиты; 2 — отложения средней части, там же; 3 — отложения верхней части, там же; 4 — габбро-диабазы; 5 — разломы; 6 — ось центральной синклинали

К югу от этого разлома в центральной части синклиниория распространена целая серия разрывов северо-восточного простирания. Большинство их отчетливо дешифрируется по аэрофотоснимкам и четко выявляется в процессе картирования по смещению отдельных пачек кварцитов, развитых в средней части бурмашинской свиты. Амплитуды смещения вдоль плоскостей большинства этих разрывов незначительны, так же как незначительна и их протяженность. Местами в районе правобережья р. Дюсембай и сая Бурмаша широко распространены трещины такого же направления, вдоль плоскостей которых не удастся наблюдать каких-либо

смещений. В большинстве случаев они бывают заполнены дайками диорит-порфиров.

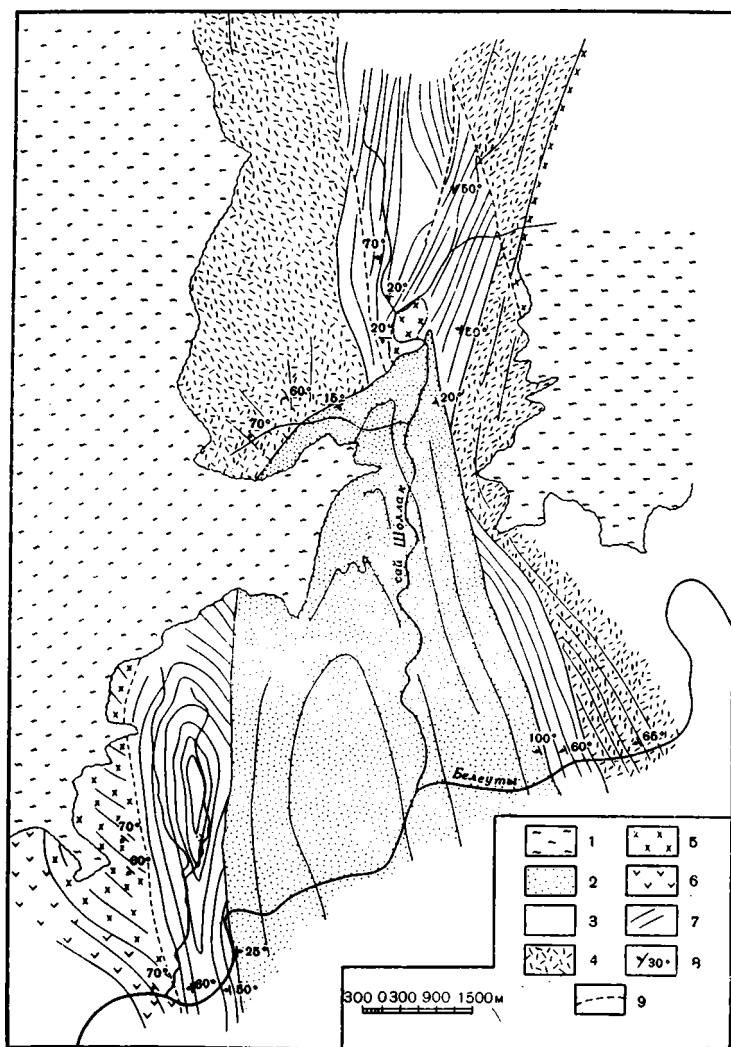
Большинство разломов северо-восточного простирания характеризуется тем, что у них приподняты южные крылья. К сожалению, почти нигде не удается наблюдать направление падения плоскостей этих разрывов. Об этом можно судить лишь на основании некоторых косвенных данных. При наблюдении за дайками диорит-порфиров выясняется, что они падают в юго-восточном направлении. В частности, в трех дайках, расположенных на правом берегу р. Дюсембай, к югу от широтной излучины были замерены следующие элементы залегания: азимут падения 150, 152, 145° и углы падения от 50 до 55°. Весьма вероятно, что плоскости разломов, имеющие одинаковое простирание с трещинами, заполненными дайками, наклонены в этом же направлении. В таком случае эту систему разломов мы должны рассматривать как взбросы.

К югу от сая Тумурза центральная часть синклинория перекрывается чехлом рыхлых отложений мезозоя и кайнозоя и обнажается вновь лишь в бассейне р. Белеуты, начиная с верховьев его правого притока — Шоллак сая. Здесь центральная часть синклинория обнажена крайне незначительно, так как она перекрыта каменноугольными отложениями западного борта Джезказганской впадины и Шоллакской мульды. На широте р. Белеуты в самой восточной части синклинория перекрыты не только докембрийские отложения восточного крыла его, но и восточное крыло центральной синклинали. В контакте с отложениями карбона обнажаются породы лишь средней части бурмашинской свиты, падающие на запад с углами падения от 45 до 75°. Далее на запад, в районе меридиональной излучины р. Белеуты, породы средней части бурмашинской свиты сменяются зелено-каменными породами верхней части бурмашинской свиты. В районе р. Белеуты породы бурмашинской свиты простираются на северо-северо-запад 340°. Однако, подходя к среднему течению сая Шоллак, они резко поворачивают на север-северо-восток 30—20°. Таким образом, в среднем течении Шоллакская наблюдается сужение центральной синклинали, вызванное, вероятно, поднятием ее шарнира. В ядре центральной синклинали залегают породы белеутинской свиты, обнажающиеся в районе р. Белеуты в 2,5—3 км к востоку от устья Шоллакская, где они залегают на породах верхней части бурмашинской свиты и слагают полосу шириной около 250—300 м. К сожалению, в районе р. Белеуты центральная часть этой синклинали перекрыта каменноугольными отложениями Шоллакской наложенной мульды и обнажена лишь в верховьях Шоллакская.

Ядро центральной синклинали в районе верхнего течения Шоллакская построено следующим образом. Наиболее прогнутые части синклинали выполнены отложениями белеутинской свиты, ширина выходов которых по направлению к среднему течению сая Шоллак несколько уменьшается, что опять же свидетельствует о поднятии шарнира центральной синклинали в этом районе и о наличии здесь небольшого поперечного антиклинального перегиба. Благодаря этому, наблюдается центриклинальное замыкание отдельных пачек пород белеутинской свиты. Наиболее четко это явление обнаруживается по пачке мраморов, залегающей в средней части белеутинской свиты. Выходы этих мраморов образуют как бы дугу, открывающуюся к северу. В месте центриклинального замыкания горизонты мраморов наклонены к югу с углами падения 20—25°. Здесь же, в районе верхнего течения Шоллакская, центральная синклиналь нарушена небольшими разломами северо-западного простирания. Оба эти разлома ограничивают породы бурмашинской и белеутинской свит и характеризуются наличием систем оперяющих трещин. В центре синклинали располагаются небольшие тела интрузивных пород диоритового состава.

Оба крыла этой структуры падают на запад, причем в западном крыле углы падения достигают 70—75°, а в восточном — 60—70°. В районе верх-

него течения Шоллакская не обнажена самая западная граница центральной части синклинория. Выходы слагающих ее пород обнаруживаются лишь в районе р. Белеуты к западу от каменноугольной Шоллакской наложенной мульды. В контакте с отложениями карбона вскрыты отложения белеутинской свиты, слагающие здесь небольшую синклиналичную



Фиг. 37. Геологическая карта района сая Шоллак и р. Белеуты:

1 — кайнозойские отложения; 2 — каменноугольные; 3 — отложения белеутинской свиты; 4 — отложения верхней части бурмашинской свиты; 5 — отложения средней части бурмашинской свиты; 6 — отложения нижней части бурмашинской свиты; 7 — линии простираций слоев; 8 — элементы залегания; 9 — разломы

складку, вероятно, несколько осложняющую западное крыло центральной синклинали (фиг. 37). Эта синклиналичная складка четко дешифрируется на аэрофотоснимках по замыканию отдельных пачек пород в белеутинской свите.

К западу от пород белеутинской свиты обнажены породы бурмашинской свиты, слагающие западное крыло центральной части синклинория, причем здесь отчетливо наблюдается азимутальное несогласие между

породами бурмашинской свиты, простирающимися в северо-западном направлении, и породами белеутинской свиты, простирающимися меридионально. Так же как и в верховьях Шоллакская, здесь отчетливо наблюдаются явления запрокидывания на восток. Все породы центральной части синклиниория, обнажающиеся к западу от Шоллакской наложенной мульды, наклонены на запад и юго-запад с углами падения от 60 до 75°. Базальные горизонты пород бурмашинской свиты залегают на восточном крыле антиклинальной складки, перекрывая породы нескольких свит западного крыла Карсакпайского синклиниория.

К югу от р. Белеуты структуры центральной части Карсакпайского синклиниория очень скоро перекрываются мощным чехлом кайнозойских отложений, и далее к югу о них, по-существу, ничего не известно.

Оканчивая рассмотрение строения центральной части Карсакпайского синклиниория, необходимо остановиться на некоторых общих чертах морфологии для всей южной части Карсакпайского синклиниория. Вся центральная часть синклиниория представляет собой в действительности одну крупную синклинальную складку, заполненную в основном породами бурмашинской свиты. Для шарнира этой крушной синклинали характерны довольно частые ундуляции по простиранию, благодаря чему в структуре центральной части Карсакпайского синклиниория наблюдаются отдельные поперечные антиклинальные перегибы, разграничивающие более прогнутые участки. Наиболее крупные из таких перегибов располагаются к северу от Кенсасая, за пределами изученного района, на широте г. Карсакпай и к югу от широтного отрезка р. Дюсембай.

Для центральной части синклиниория и особенно для самых южных его участков характерны явления запрокидывания осевой плоскости центральной синклинали на восток. Впервые это явление наблюдается на междуречье Кенсасая и р. Кумолы. К югу от сая Кара-Керегетас и вплоть до р. Белеуты оно устанавливается наиболее четко. Нам представляется, что это происходит благодаря наличию серии меридиональных разрывных нарушений, отграничивающих с запада центральную часть Карсакпайского синклиниория от его западного крыла и носящих характер крутых надвигов, по которым более западные части Карсакпайского синклиниория надвинуты на его центральную часть. Наиболее четко эти разломы проявляются в северной и средней части изученного района. В более южных частях эти разрывы отклоняются к западу, рассекая западное крыло синклиниория в районе северных притоков сая Джийде и отграничивая Карсакпайский синклиниорий от Майтубинского антиклинария в районе р. Белеуты. С этой системой нарушений пространственно и, вероятно, причинно связано распространение в центральной части синклиниория приразломных синклиналей, выполненных отложениями карсакпайской свиты и распространенных в виде полосы от Кенсасая до Тумурзасая.

И, наконец, для центральной части синклиниория, расположенной между Кара-Керегетассаем и широтной излучиной р. Дюсембай, характерно наличие двух систем пересекающихся разломов северо-западного и северо-восточного простирания.

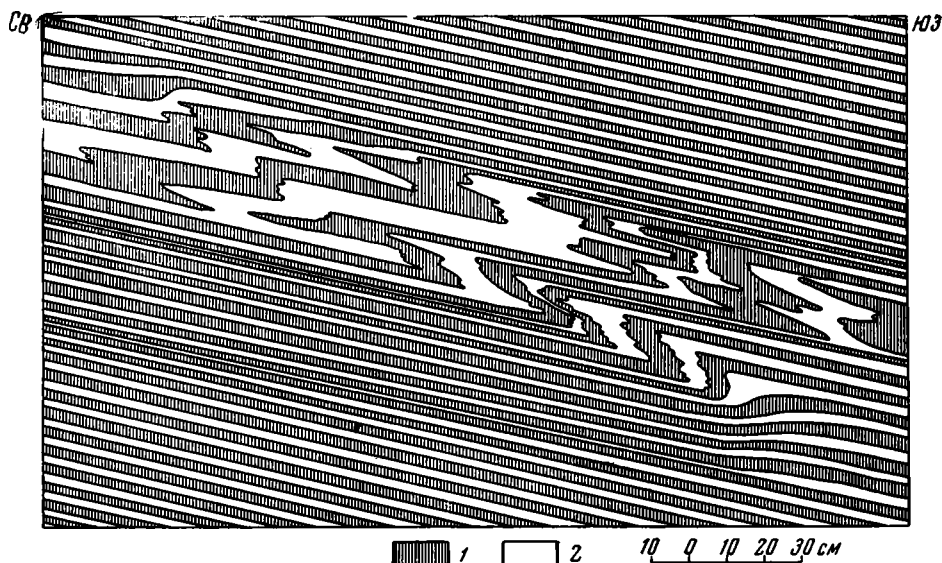
Интрузивные образования, развитые в центральной части синклиниория, характеризуются четкой приуроченностью к системам меридиональных разломов (габбро и габбро-диабазы) и разломов северо-восточного простирания (диорит-порфириды).

Мелкие складчатые дислокации в Карсакпайском синклиниории, их морфология и соотношение с крупными структурами

Геолога, впервые столкнувшегося с изучением древних толщ Карсакпайского синклиниория, несомненно поразит та сложная по морфологии и местами обильная мелкая складчатость, которая им свойственна. Исследо-

вателю, впервые увидавшему эти сложные, но чрезвычайно мелкие дислокации, невольно хочется видеть за ними и сложность всей структуры синклинория в целом. Однако, как это было показано ранее, структура синклинория в общем достаточно проста, при очень сложной мелкой складчатости.

Более того, анализ мелких складчатых дислокаций Карсакпайского синклинория показывает, что многие из них распространены в пределах его далеко не повсеместно. К различным построенным частям синклинория



Фиг. 38. Мелкие внутрипластовые деформации в сланцах кумолинской свиты р. Кумола:

1 — сланцевые прослои; 2 — кварцевые прослои

приурочены и различные по морфологии типы мелких складок, в связи с чем ниже мы рассмотрим отдельно каждый из выделенных нами четырех типов мелких дислокаций: внутрипластовые деформации; флексуобразные изгибы слоев (ступеньки); мелкие сжатые крутостоящие складки и складки кливажа. К сожалению, не каждый из выделенных типов может быть рассмотрен с одинаковой полнотой, вследствие того, что их изученность является далеко не одинаковой.

Внутрипластовые деформации. Рассматриваемый тип деформаций наиболее широко распространен в отложениях нерасчлененного комплекса нижнего и верхнего протерозоя и в породах кумолинской свиты. Прекрасные вертикальные обнажения пород с развитием внутрипластовых деформаций наблюдаются в районе Кенсаязая и рек Кумолы и Керегетас.

Характерной чертой мелкой складчатости этого типа является то, что она локализована внутри отдельных прослоев и пачек пород, затухая как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. Общим для всех складок этого типа является перемещение вещества породы из крыльев в замки, тогда как морфология и размеры складок крайне различны. Часто даже в пределах определенного прослоя или пачки пород на расстоянии 15—20 м видно, как происходит постепенное усложнение формы складок.

На фиг. 38 изображены складки, распространенные в пачке кварцево-хлоритовых сланцев кумолинской свиты, падающих на восток с углами падения 30° и состоящих из частого и тонкого переслаивания хлоритовых и существенно кварцевых прослоев. Образование складок в этих породах

начинается крайне незначительным «раздувом» мощности сланцевого прослоя. Длина участка с повышенной мощностью равна 20—25 см; мощность его меняется от 5 до 10 см. Вниз по падению пачки пород происходит очень быстрое усложнение формы складок, характеризующихся резким увеличением мощности отдельных прослоев в замках. Форма складок



Фиг. 39. Внутрипластовые деформации в гнейсах в районе Кенсасая (фото О. М. Розена)

сжатая, с острыми замками. Еще ниже по падению пачки складки, постепенно затухая, вновь сменяются участком с параллельно слоистой текстурой. Размеры отдельных складок в рассматриваемом примере равны 20—25 см. Осевые плоскости их параллельны падению слоев, а оси — простирацию. Вверх и вниз по разрезу они сменяются пачками с ненарушенными текстурами, причем эта смена менее постепенна, чем затухание складок в латеральном направлении.

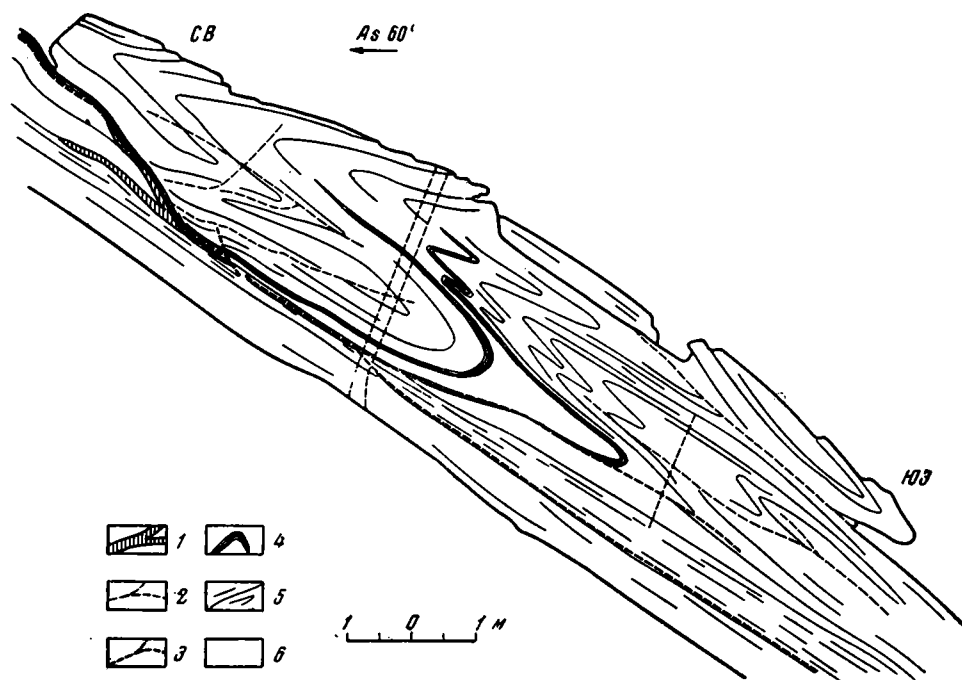
Иногда в дислоцированных участках слоев наблюдается не весь ряд этих складчатых форм, а только отдельные «раздувы» мощности слоев, сопряженные с простыми по форме складками.

Часто в тех же пачках, где наблюдаются внутрипластовые деформации, обнаруживаются явления разлинзовывания, будинирования компетентных, преимущественно кварцитовых прослоев, с возникновением сложных мелких (несколько сантиметров) складок в краевых частях будин. Форма и размеры таких складок сильно варьируют от нескольких сантиметров до 10—15 м.

В районе Кенсасая среди гнейсов нерасчлененного комплекса нижнего и верхнего протерозоя аналогичные формы дислокаций также имеют крайне широкое распространение. Здесь ими бывают осложнены отдельные пачки слоев, достигающие мощности 10—15 м. Интересно отметить, что наибольшей мощности «складчатые» пачки достигают на тех участках,

где углы наклона слоев в крыльях крупных складок оказываются наибольшими.

Рассматриваемая ниже пачка (фиг. 39, 40) залегает в западном крыле наиболее крутой антиклинальной складки, расположенной в месте резкого изгиба долины Кансазая. Крыло антиклинали наклонено здесь на юго-запад с углами падения 40—42°. Границей раздела между лежащими ни-

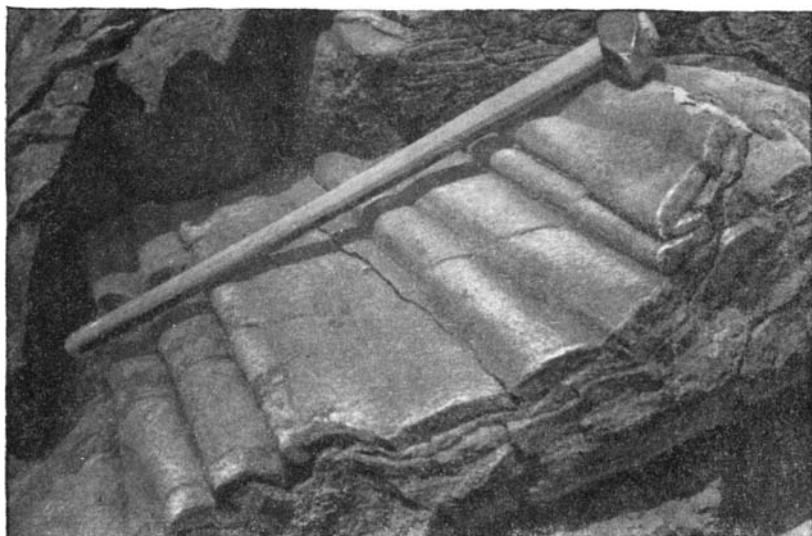


Фиг. 40. Внутрипластовые деформации в гнейсах в районе Кансазая — зарисовка обнажения О. М. Розена:

1 — кварцевые жилы; 2 — трещины; 3 — зоны расланцевания, выполненные хлоритом и серицитом; 4 — прослои, обогащенные слюдой; 5 — тонкие слюдистые прослои; 6 — порфиробластические серо-зеленые гнейсы

же несмятыми слоями гнейсов и «складчатой» пачкой является зона сильно расланцованных и перетертых пород, выполненная хлоритом и серицитом. Мощность этой зоны не превышает нескольких сантиметров.

Иногда такие пачки бывают разделены зонами с четкими зеркалами скольжения. «Складчатая» пачка гнейсов, имеющая мощность около 14 м, состоит из двух сжатых лежащих складок, длина которых равна 12—15 м, ширина 2—2,5 м. Осевые плоскости складок параллельны падению ниже и выше лежащих пачек, а оси их — общему простираанию толщи гнейсов. Здесь также наблюдается резкое увеличение мощности отдельных прослоев в замках складок, вследствие чего сравнительно на коротких расстояниях их форма существенно меняется. Однако в толще гнейсов, характеризующихся более гомогенным, чем сланцы кумолинской свиты составом, замки складок более плавные и округлые. В рассматриваемом обнажении мы не наблюдаем перехода к лежащим выше несмятым прослоям. Такие переходы удается изучать в других обнажениях по левому берегу Кансазая. Часто видно, что верхняя поверхность напластования «складчатой» пачки, вследствие сильной степени сжатия складок, представляет собой как бы отдельные флексуобразные изгибы (фиг. 41), над которыми лежащий выше несмятый слой образует флексуобразные перегибы, в осевой части которых породы характеризуются интенсивной трещиновато-



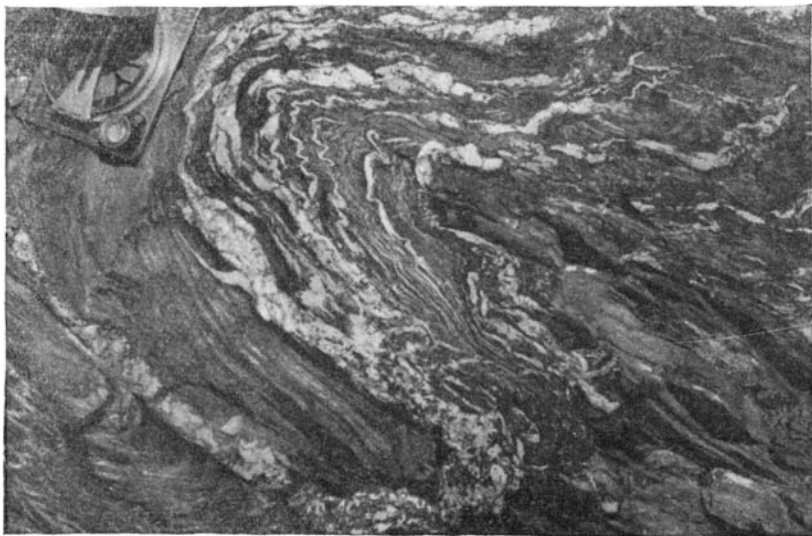
Фиг. 41. Поверхность напластования пачки гнейсов, осложненной внутрипластовыми деформациями (нерасчлененный комплекс отложений нижнего и среднего проберозоя) (фото О. М. Розена)

стью. В других случаях удается наблюдать более постепенные переходы с затуханием складок в лежащие выше слои.

Казалось бы, что существование зеркал скольжения в основании крупных «складчатых» пачек гнейсов, говорящих о наличии смещений их по падению слоев, должно заставить отнести их к иному типу дислокаций. Однако морфология этих складок и наличие постепенных переходов к более мелким пластичным формациям, а от них к участкам с параллельной ненарушенной текстурой, говорит о тесной генетической близости аналогичных по морфологии, но разных по величине складок.

Специфичность морфологии складок внутрипластовых деформаций свидетельствует о широком развитии явлений пластичного перемещения вещества пород во время их образования. Интересно, что к замкам этих складок часто бывают приурочены конформные с ними скопления метаморфического кварца, образующегося в результате переотложения кварца вмещающих пород, о чем свидетельствуют многочисленные пойкилобластовые включения минералов пород в кварцевых зернах этих своеобразных «жил» и совершенно постепенный характер перехода их во вмещающие породы. Кварцевые «жилы» развиваются, как уже отмечалось, в замках складок, выклиниваясь в сторону сильно сжатых крыльев (фиг. 42). Это обстоятельство позволяет считать одновременным образование внутрипластовых деформаций и метаморфических кварцевых жил.

Рассмотренный тип мелких дислокаций, развитых преимущественно в пределах восточного крыла Карсакпайского синклинория, характеризуется отчетливой приуроченностью к крыльям крупных, просто построенных складок второго порядка, имеющих, по всей вероятности, конседиментационный характер. Углы наклона слоев в них, как правило, колеблются от 25 до 40°. Интересно, что углы наклона крыльев крупных складок в известной мере влияют на размеры внутрипластовых деформаций. Так, например, в районе р. Кумолы, где углы падения крыльев крупных структур в целом более пологие (20—35°), мощности складчатых пачек равны 3—5 м и менее. В районе Кенсасая, в тех местах, где крылья наклонены под углами 40—45°, мощность складчатых пачек увеличивается, достигая



Фиг. 42. Конформные «жилы» метаморфического кварца в замках складок (кумолинская свита)

10—15 м. Одновременно с увеличением мощности пачек, затронутых внутрипластовыми деформациями, увеличиваются и размеры отдельных складок и, вероятно, величина общего смещения пачки вниз по падению крыла, в результате чего появляются зоны срывов с замками трения или зеркала скольжения.

Наконец, развитие внутрипластовых деформаций обусловлено еще одним фактором. Наиболее широко они бывают распространены в прослоях и пачках пород, характеризующихся частым и тонким чередованием слоев с различной компетентностью. Это кварцево-сланцевые и кварцево-хлоритовые, отчетливо полосчатые сланцы, железистые кварциты и мраморы с прослоями кварцитов и другие породы. Даже в толще гнейсов района Кенсая внутрипластовые деформации развиты там, где имеется чередование литологически нескольких отличных прослоев (фиг. 43).

Различие между степенью компетентности прослоев, как было показано выше, влияет на детали морфологии складок.

Таким образом, внутрипластовые деформации приурочены к тем участкам Карсакпайского синклинория, где развиты конседиментационные структуры; они образуются в результате течения вещества внутри отдельных литологически неоднородных пачек пород в моменты развития в них явлений метаморфизма. Локализация этих деформаций внутри отдельных прослоев и пачек пород приводит к тому, что они никак не изменяют морфологию крупных складок и восточного крыла синклинория в целом.

Крайне интересным, но, к сожалению, не выясненным остается вопрос о причинах прерывистого характера этих дислокаций внутри литологически единых пачек пород. Очевидно решение этого вопроса позволило бы нарисовать картину распределения напряжений на крыльях крупных структур в физически анизотропной среде, какой являются горные породы.

Флексурообразные изгибы слоев (ступеньки). Этот тип мелких дислокаций известен в породах белкудукской и кумолинской свит в районе гор Акмола и Белкудук и в районе широтного отрезка р. Дюсембай.



Фиг. 43. Чередование слоев разной компетентности в гнейсах района Кенсазая

Они представляют собой флексурообразные изгибы слоев по падению, в результате чего при прослеживании слоя по падению в нем наблюдается чередование отдельных участков с крутыми и пологими падениями (фиг. 44). Наиболее хорошо эти дислокации удается наблюдать в породах кумолинской свиты в районе широтного отрезка р. Дюсембай.

Здесь, на левом берегу в вертикальном обнажении видно, что ниже почвенного слоя кварцево-сланцевые сланцы кумолинской свиты круто падают на восток (азимут падения 80° , угол падения $55-60^\circ$). Вниз по падению крутопадающий участок слоев достигает длины около 7 м, после чего слои резко меняют свое падение на очень пологое ($10-12^\circ$). Зона пологого падения слоев имеет ширину около 4 м, затем углы падения вновь становятся крутыми, порядка $50-60^\circ$. Такая же картина наблюдается и дальше вплоть до самого низа обнажения.

Местами участки пологого залегания слоев лежат практически горизонтально, а иногда бывают полого наклонены в сторону зоны крутого залегания. В таких случаях эти дислокации в профиле приобретают форму очень своеобразных складок с крутыми и длинными крыльями, параллельными общему наклону слоев и пологими и более короткими крыльями, наклоненными в обратную сторону. В местах прогибов и участках пологого залегания слоев развивается очень сложная мелкая складчатость (фиг. 45), весьма сходная по своей морфологии с мелкими складками внутрипластовых деформаций.

Соотношение этого типа мелких дислокаций с крупными структурами синклинория несколько иное. Дело в том, что угол наклона крыла крупной структуры в том месте, где развиты флексурообразные изгибы слоев, всегда будет более пологим, чем отдельные частные замеры, соответствующие залеганиям слоев в крыльях мелких флексур. По существу, при анализе строения крупной структуры мы должны как бы усреднять эти отдельные частные замеры, относящиеся к мелким формам иного масштаба (фиг. 46). Именно в этом надо отдавать себе полный отчет, так как в районах преимущественно плоскостной обнаженности наблюдению в поле бывают доступны лишь отдельные грядки пород, располагающиеся, как



Фиг. 44. Флексурообразные изгибы слоев в сланцах кумолинской свиты в районе широтного изгиба р. Дюсембай

правило, под участками крутого залегания слоев, тогда как зоны пологого залегания оказываются не обнаженными и перекрытыми элювием. В результате все замеры элементов залегания будут отвечать лишь крутым крыльям мелких структур, а углы падения крыла крупной структуры будут более пологими. В Карсакпайском синклинории флексурообразные изгибы слоев распространены широко только в самой западной части западного крыла, вдоль контакта с его Майтйубинским антиклинорием.

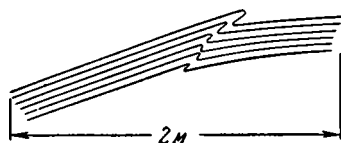
Происхождение их неясно. Весьма вероятно, что они развиваются в зонах более крутого первичного залегания слоев и образуются в результате оползания отдельных крупных пачек и горизонтов вдоль крутых уступов, каковым, вероятно, являлась зона разломов, идущих вдоль контакта Майтйубинского антиклинория и Карсакпайского синклинория. Осложнение их мелкими складками, образовавшимися в результате пластичного течения вещества, позволяет предполагать близкое время их образования с временем образования внутрипластовых деформаций. В таких случаях и те и другие могут образовываться одновременно, но будут локализованы в разнонаклоненных участках крупных структур.

Мелкая сжатая складчатость. Этот тип дислокаций в пределах Карсакпайского синклинория приурочен к отложениям разных свит на тех участках, где они круто наклонены ($70-80^\circ$) и нарушены продольными разрывными нарушениями. Это обычно узкие, сжатые складки, размеры которых колеблются от нескольких десятков сантиметров до нескольких, реже десяти метров. Часто складки бывают построены изоклинально. Крылья их параллельны общему крылу более крупных структур (фиг. 47). Приуроченность этих мелких дислокаций к наиболее нарушенным участкам синклинория, а затем разломов и к приразломным узким складкам позволяет предполагать, что их образование связано с развитием явлений сжатия вдоль отдельных узких зон.

Мелкий масштаб этих форм позволяет считать, что они никак не отражаются на конфигурации крупных структур синклинория.

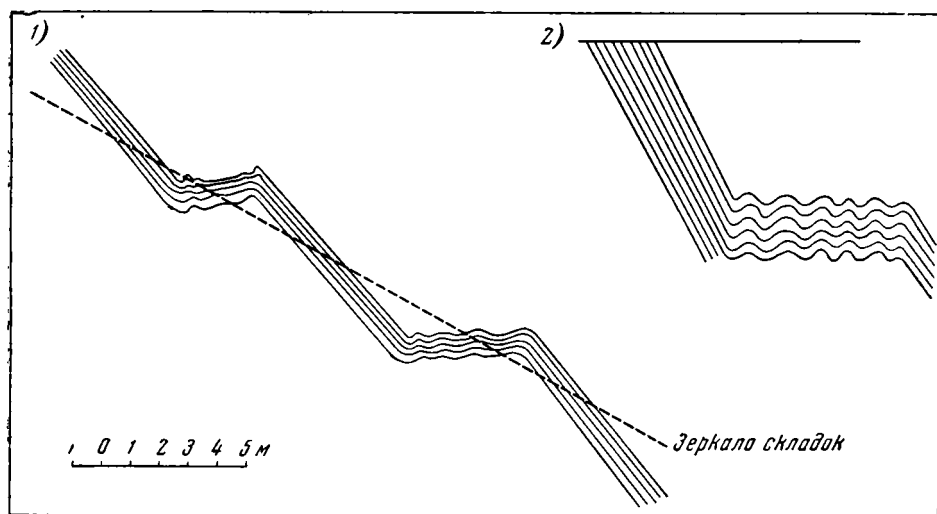
Складки кливажа. В южной части Улутавской зоны очень широко развиты явления раскливаживания горных пород. В большинстве

случаев плоскости кливажа, имеющие меридиональное или субмеридиональное простирание, совпадают с простиранием основных структур синклиория. Падение плоскостей крутое, западное. Однако в ряде случаев плоскости кливажа секут плоскости напластования горных пород под разными углами, образуя очень мелкие своеобразные складки, размеры которых не превышают 10—15 см. Замки этих складок располагаются в месте пересечения границы слоя с плоскостью кливажа (фиг. 48). Ме-



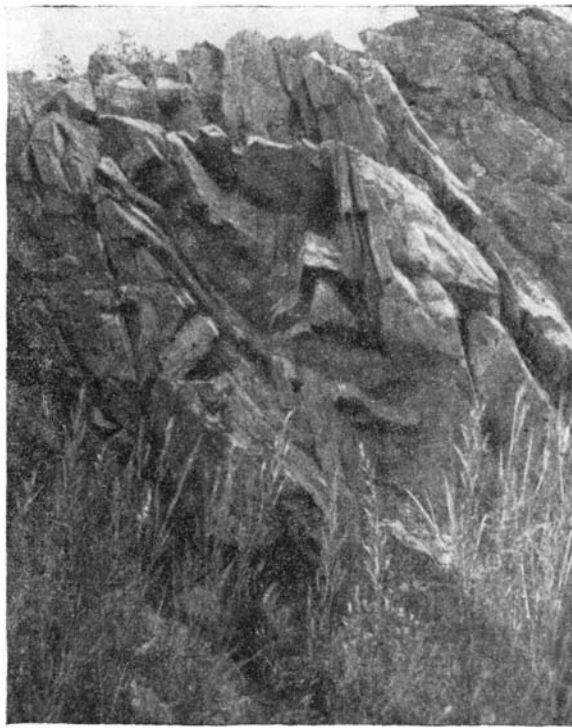
Фиг. 45. Развитие мелких складок в месте флексурообразного изгиба слоев в сланцах керегетасской свиты

ханизм их образования довольно прост, был подробно разобран Е. Хиллом (1954) и вряд ли нуждается в дополнительных объяснениях. Интересно только отметить, что А. Л. Книпперу (1961) удалось доказать, что развитие явлений кливажа в Улутавской зоне обусловлено сравнительно молодыми, послекаледонскими движениями.

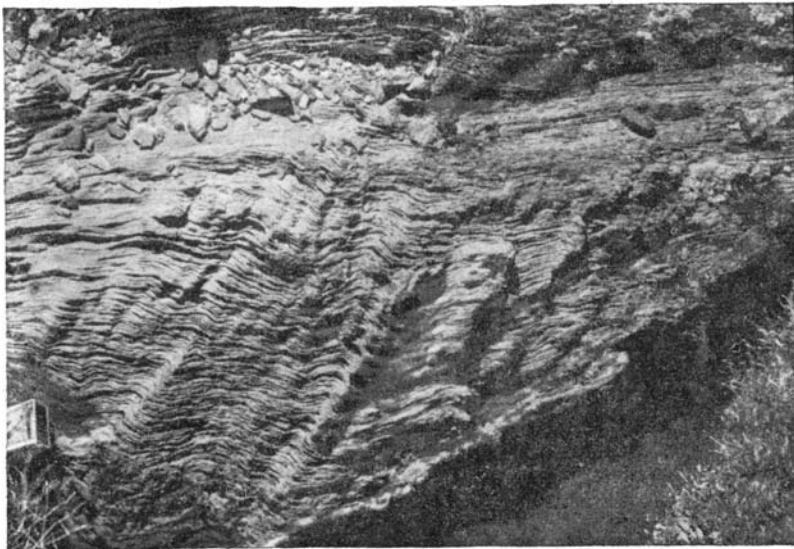


Фиг. 46. Флексурообразные изгибы слоев в сланцах кумолинской свиты в районе широтного отрезка р. Дюсембай

Из изложенного видно, что формы мелких складок не подобны крупным структурам Карсакийского синклиория. Таким образом, изучение крупных структур нельзя основывать на детальном изучении мелкой складчатости и, следовательно, не следует пользоваться методом, получившим в тектонике название «принципа подобия». Этот вывод является вполне естественным, поскольку генезис тех и других оказывается резко различным. Если образование крупных структур определяется в основном вертикальными или горизонтальными движениями, то образование мелких деформаций связано с пластичным перемещением вещества горных пород, проявляющимся узко локально на разно построенных участках крупной структуры синклиория. Мелкие дислокации, по-существу, не являются в прямом смысле слова структурами тектоническими. Они



Фиг. 47. Сжатые складки в железистых кварцитах белкудукской свиты в районе северных притоков сая Джийде



Фиг. 48. Складки кливажа в сланцах кумолинской свиты

образуются в прямой связи с крупными структурами, вероятно одновременно с ними, исключая складки кливажа, но имеют иной генезис, иную морфологию и весьма ограничены в своем распространении.

Общий план строения южной части Карсакпайского синклинория

Рассмотрим особенности строения южной части Карсакпайского синклинория в целом.

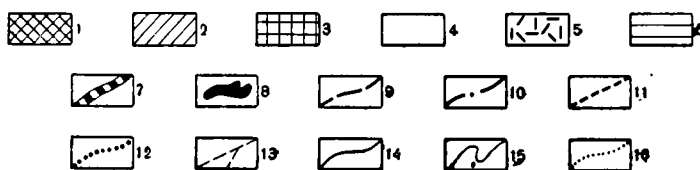
Карсакпайский синклинорий представляет собою открытую, относительно просто построенную синклинальную структуру (фиг. 49). Смена восточных падений слоев горных пород западного крыла на западные восточного происходит, как мы уже отмечали, в западной части ядра Карсакпайского синклинория.

Более детальное изучение внутреннего строения западного и восточного крыльев Карсакпайского синклинория показывает значительную асимметрию его. В самом деле, восточное крыло синклинория построено намного проще западного крыла. Если в пределах первого развиты коробчатые крупные складки, очень ограниченным развитием пользуются наложенные структуры карсакпайской свиты, сравнительно немногочисленны разрывные нарушения, то в западном крыле широко распространены крупные складки большой амплитуды (Шаупкельсаянская антиклиналь, антиклиналь северных притоков сая Джийде и р. Белеуты), значительна роль крупных разрывных нарушений и наложенных структур карсакпайской свиты. Кроме того, строение западного крыла (в районе р. Белеуты, а частично и северных притоков сая Джийде) значительно усложняется благодаря запрокидыванию складчатых структур его на восток.

Асимметричность Карсакпайского синклинория можно подчеркнуть также строением центральных его частей, где отчетливо наблюдается пологое и слабо нарушенное залегание пород бурмашинской свиты на востоке и часто запрокинутое, сильно нарушенное залегание их на западе. Черты асимметрии выявляются и в распределении более молодых отложений карсакпайской свиты, приуроченных не к осевой части синклинория, а смещенных к западу.

Кроме асимметрии, в поперечном сечении, для южной части Карсакпайского синклинория характерны также частые унадации его шарнира по простирацию. В северной части изученного района, благодаря поднятию по разломам более древних пород, западное крыло синклинория отсутствует и породы, слагающие Майтубинский антиклинорий, непосредственно контактируют с отложениями бурмашинской свиты, слагающими центральную часть синклинория. В том случае, если породы, вскрытые в районе широтного отрезка р. Бала-Джезды и сая Кайканкарасу, окажутся более древними образованиями, чем породы кумолинской и кергетасской свит, то на широте Кенсасая наметится аналогичный подъем структур восточного крыла синклинория. Центральная часть синклинория на этой широте также испытывает резкое поднятие, выражающееся в центриклинальном замыкании базальных горизонтов бурмашинской свиты к северу от Кенсасая.

Отсюда на юг происходит постепенное погружение складчатых структур Карсакпайского синклинория вплоть до широтной излучины р. Дюсембай. Правда, на широте г. Карсакпая на фоне этого погружения наблюдается небольшой поперечный антиклинальный перегиб. Существование его в центральной части намечается по центриклинальному замыканию подошвы средней части бурмашинской свиты, а в крыльях — по наличию Шаупкельсаянской антиклинали в западном крыле и антиклинали р. Кумолы — в восточном. Наиболее прогнутая часть Карсакпайского синклинория



Фиг. 49. Тектоническая-карта южной части Карсакпайского синклинория
(в современном эрозионном срезе):

1— Майтубинский антиклинарий; 2 — крылья Карсакпайского синклинария; 3 — выведенный по разломам на поверхность фундамент Карсакпайского синклинария; 4 — центральный трог Карсакпайского синклинария; 5 — приразломные и наложенные синклинали карсакпайской свиты; 6 — средне- и верхнепалеозойские зоны опусканий; 7 — пластовые тела габбро и габбро-диабазов; 8 — массивы, габбро и габбро-диабазов центральной зоны разломов, 9 — зона разломов вдоль западной границы Карсакпайского синклинария; 10 — то же, предполагаемое распространение; 11 — центральная зона разломов; 12 — то же, предполагаемое распространение; 13 — разломы палеозойского возраста; 14 — границы крупных стратиграфических комплексов; 15 — линии простираия слоев внутри свит; 16 — предполагаемые линии простираия. Цифры на карте: 1 — Джезказганская впадина; 2 — Шолдакская муьда; 3 — Джиьдильская муьда

располагается в районе широтной излучины р. Дюсембай. Более южные части синклинория, вероятно, несколько приподняты по отношению к району широтной излучины р. Дюсембай, несмотря на большую ширину выходов пород бурмашинской свиты в этих районах. Здесь, если можно так выразиться, породы бурмашинской и белеутинской свит как бы выплескиваются за собственно центральную часть синклинория, перекрывая значительную часть структур западного крыла. Это можно видеть хотя бы по трансгрессивному залеганию бурмашинской свиты на крыле антиклинальной складки в районе р. Белеуты.

Характерной чертой строения Карсакпайского синклинория являются широко развитые наложенные и приразломные синклинали, выполненные породами карсакпайской свиты. Пространственно они в большинстве случаев связаны с крупными разрывными нарушениями меридионального простираения, что говорит, по-видимому, и об их причинной связи. Наложенный характер этих синклиналей определяется прежде всего тем, что они залегают несогласно по отношению к структурам подстилающих пород и с перерывом в разрезе. Величина этого перерыва, естественно, увеличивается по мере движения от более прогнутых частей Карсакпайского синклинория в стороны к смежным поднятиям. Одновременно с этим увеличивается степень наложенности каждой из этих структур. Надо заметить, однако, что наложенные структуры, выполненные отложениями протерозойской карсакпайской свиты, сильно отличаются от хорошо известных наложенных структур среднего и верхнего палеозоя. Палеозойским наложенным мульдам в пределах Улутавской зоны поднятий в большинстве случаев свойственна изометричная форма и брахиформная складчатость, в то время как наложенные структуры карсакпайской свиты в большинстве своем характеризуются четко выраженной линейностью и достаточно сложной изоклинальной складчатостью. Весьма вероятно, что в дальнейшем, при детальном изучении типов наложенных структур, необходимо различать наложенные структуры собственно геосинклинального этапа развития и наложенные структуры орогенных этапов развития геосинклинальных областей.

Из предыдущего их описания видно, что в пределах синклинория распространены как простые (р. Кумола, сай Тураша), так и очень сложные изоклинальные складки (Шаупкельсайская антиклиналь, районы северных притоков сая Джийде и др.), причем более простые складки приурочены в основном к восточному крылу синклинория.

Как видно из предыдущего материала, именно восточное крыло Карсакпайского синклинория в целом характеризуется более простым строением. Горные породы наклонены здесь значительно более полого, чем в западном крыле синклинория; количество разрывных нарушений здесь также крайне ограничено. Это обстоятельство представляет большой интерес, так как оно позволяет утверждать, вопреки общепринятому представлению о повсеместной сложной складчатости докембрийских образований, что сложность складчатости в этих породах определяется их положением в определенных структурных зонах и, в частности, что изоклинальная складчатость в Карсакпайском синклинории развивается в связи с развитием крупных разломов.

Разрывные нарушения, развитые в пределах южной части Карсакпайского синклинория, многочисленны и могут быть разделены на несколько групп, различающихся по времени своего образования и по той роли, которую они играют в структуре синклинория. К первой необходимо отнести крупные зоны разломов меридионального или близмеридионального простираения. Эти зоны не представляют собой единого нарушения, а состоят из серии кулисообразно расположенных отдельных разломов и часто отчетливо фиксируются по серии интрузивных тел основного состава, вытянутых по простираению этих зон.

В пределах Карсакпайского синклинория выделяются по крайней мере две такие зоны. Одна из них прослеживается по границе Майтубинского антиклинория и Карсакпайского синклинория. Наиболее четко эта зона видна в районе р. Белеуты, где вдоль нее контактируют породы тумурзинской и кумолинской свит. Далее, в районе северных притоков сая Джийде она перекрыта каменноугольными отложениями Джийдинской грабен-синклинали. Вновь появляясь в районе верхнего течения р. Дюсембай, к северу от ее широтной излучины, последняя состоит из серии отдельных, параллельных друг другу разрывов. Приуроченность к этой зоне наложенных синклиналей, выполненных отложениями карсакпайской свиты (Кызымчекская синклиналь), свидетельствует о древнем докарсакпайском, а по всей вероятности, и более древнем возрасте этой зоны, разграничивающей две крупные докембрийские структуры Улутавской зоны.

Гораздо более определенные данные существуют о другой зоне разломов, отграничивающей западное крыло синклинория от его центральной части в районе от Кенсасая до района Тумурзасая. Далее на юг эта так называемая центральная зона разломов, отклоняясь к юго-западу, проходит внутри западного крыла синклинория в районе северных притоков сая Джийде. Еще южнее продолжение ее неизвестно, но можно предполагать, что она сочленяется с разломами, разграничивающими Майтубинский антиклинорий и Карсакпайский синклинорий. В структуре Карсакпайского синклинория эта зона разрывов играет весьма существенную роль, так как вдоль нее происходит запрокидывание на восток плоскостей складчатых структур, располагающихся к востоку от нее.

Ее существованием также объясняется очень крутое залегание пород бурмашинской свиты в западной части ядра Карсакпайского синклинория. Приуроченность к этой зоне наложенных структур, выполненных отложениями карсакпайской свиты, увеличение вблизи нее мощности лав в разрезе бурмашинской свиты, запрокидывание вдоль нее структур и связь с нею даек габбро и габбро-диабазов свидетельствуют о древнем возрасте этой зоны и о продолжительности ее существования.

Третья меридиональная зона разломов разграничивает Карсакпайский синклинорий и Джезказганскую впадину и отчетливо выявляется по геофизическим данным и по распространению массивов ультраосновных пород докарадокского возраста (Зайцев, 1957). Однако эта зона разломов в настоящее время перекрыта почти целиком среднепалеозойскими отложениями западного борта Джезказганской впадины. В строении Карсакпайского синклинория она играет менее существенную роль, поскольку возраст ее формирования, очевидно, более молодой (нижнепалеозойский).

Кроме этих зон меридиональных или близмеридиональных разломов, в пределах Карсакпайского синклинория развиты две системы менее крупных разломов более молодых по возрасту, диагональных по отношению к складчатым структурам Карсакпайского синклинория. Это системы разломов северо-западного и северо-восточного простираения. Из соотношения их с зонами меридиональных разломов выясняется их более молодой возраст. Интересно, что некоторые из них прослеживаются в среднепалеозойских отложениях наложенных мульд и западного борта Джезказганской впадины. Последнее обстоятельство дает возможность говорить о палеозойском возрасте этих разрывов.

По своему типу они относятся к категории сбросов и взбросов. Амплитуды смещения вдоль их плоскостей, как правило, невелики. Каждая из этих систем разломов распространена в определенных участках Карсакпайского синклинория. Так, разломы северо-западного простираения распространены от широты г. Курайлы до верховьев сая Бурмаша. На этом участке они рассекают структуры западного крыла и центральной части синклинория, затухая в пределах его восточного крыла. Система разломов

северо-восточного простирания развита южнее, протягиваясь от северных притоков сая Джийде к району р. Керегетас. Эти разломы также рассекают западное крыло и центральную часть синклинория, затухая в более восточных районах. В ряде участков Карсакпайского синклинория к параллельным этой системе разломов трещины приурочены дайки диорит-порфиритов. Таким образом, две эти системы разломов образуют как бы пучок, который сходится к месту дугообразного изгиба синклинория, еще больше подчеркивая его.

Кроме упомянутых выше зон и систем разломов, в пределах южной части Карсакпайского синклинория развито большое количество мелких разломов и трещин, ориентированных в самых различных направлениях и не играющих какой-либо существенной роли в структуре его. Упоминания заслуживают лишь зоны расланцевания и окварцевания, известные в западном крыле синклинория на участке между пиротным отрезком р. Дюсембай и верховьями р. Кумолы в породах кумолинской свиты. Весьма вероятно, что развитие таких зон связано с системой оперяющих трещин разломов северо-западного направления.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАРСАКПАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Наиболее ранний дотумурзинский этап формирования структур Улутавской зоны может быть восстановлен с большим трудом, поскольку отложения, развитые в пределах Майтютинского антиклинория, сильно гранитизированы и их первичный состав, а следовательно, и фациальные изменения не всегда могут быть установлены.

Более определенные данные существуют для времени образования пород тумурзинской свиты. Наличие конгломератов и обломочных пород в ее нижней части свидетельствует о существовании в момент ее накопления областей размыва. Обилие в гальке конгломератов пород, составляющих Майтютинский антиклинорий, позволяет утверждать, что эти области размыва располагались в пределах собственно Майтютинского антиклинория.

Таким образом, к началу отложения пород тумурзинской свиты в южной части Улутавской зоны существовал достаточно расчлененный рельеф, возникновение которого, очевидно, надо связывать с формированием отдельных тектонических структур в этом районе. В пользу того, что к началу отложения пород тумурзинской свиты отдельные части Улутавской зоны представляли собой уже достаточно развитые структуры, говорит наличие гальки гранито-гнейсов в конгломератах тумурзинской свиты.

Различие мощностей пачки обломочных пород, а местами отсутствие конгломератов в нижней части ее, резкие фациальные изменения в составе свиты в целом свидетельствуют, очевидно, о различной расчлененности рельефа. К числу орографически наиболее приподнятых участков, вероятно, следует отнести районы центральных частей Майтютинского антиклинория. Подтверждение этому предположению можно найти в том, что немногочисленные выходы пород тумурзинской свиты, известные в центральных частях Майтютинского антиклинория (район г. Калдыбайшоко), залегают с более резким азимутальным несогласием на подстилающих толщах, чем в его краевых частях.

Таким образом, во время отложения пород тумурзинской свиты уже намечается тенденция расчленения Улутавской зоны на две крупные структуры — Майтютинское геоантиклинальное поднятие и Карсакпайский геосинклинальный прогиб. Вопрос о характере восточного ограничения Карсакпайского геосинклинального прогиба в южной части Улутавской зоны не может быть решен из-за отсутствия достаточного фактического материала. Можно лишь предположить, что и на месте Улутавского антиклинория в то время происходило формирование геосинклинального поднятия.

Следующие выше по разрезу за породами тумурзинской свиты образования, распространенные в современном эрозионном срезе главным образом в пределах Карсакпайского синклинория, состоят в основном из вулкано-

генных пород основного и кислого состава. Следовательно, с начала накопления пород татпенской свиты возникают условия проницаемости земной коры в Улутавской зоне вблизи Карсакпайского прогиба, вследствие чего он заполняется вулканогенными образованиями. Вполне достоверных данных о месте расположения зон проницаемости в пределах изученного нами района нет. Представляется только логичным предполагать, что эта зона возникла вдоль границы Майтубинского геосинклинального поднятия и Карсакпайского геосинклинального прогиба — областей разного тектонического режима.

Таким образом, если началом формирования Карсакпайского геосинклинального прогиба можно считать время отложения пород тумурзинской свиты, то окончательное оформление его в виде резко самостоятельной структуры, вероятно, произошло несколько позже, с момента создания крупной зоны опускания, располагавшейся на месте Карсакпайского прогиба.

Наложенный характер западного крыла этой зоны опускания проявляется в том, что структуры Майтубинского антиклинория не располагаются параллельно крылу синклинория, а подходят к нему под острыми углами и далее обрываются. Кроме того, в тех случаях, когда по тектоническим блокам на поверхность бывают выведены породы «фундамента» синклинория (район к востоку от г. Канттюбе) видно, что даже в сильно погруженных участках синклинория породы карсакпайской серии лежат с большим перерывом на более древних отложениях.

Весьма вероятно, что образование узкой вытянутой зоны крупного опускания связано с заложением крупных зон разрывов по его краям, которые и обусловили проницаемость для магматических пород земной коры на этом участке.

Морфология Карсакпайского геосинклинального прогиба является достаточно сложной. Это был узкий, линейно вытянутый трог, вероятно, резко асимметричный в поперечном сечении. Западная половина его более глубокая и более крутая, тогда как на востоке этот трог более пологий. Этим, очевидно, и объясняется различие в строении западного и восточного крыльев Карсакпайского синклинория.

В продольном сечении глубина прогиба также не была одинаковой. Наиболее глубоким он был в южной части Улутавской зоны, где наблюдаются наиболее полные разрезы отложений карсакпайской серии. Значительно меньшей была глубина трога в северных частях Улутавской зоны, где отложения нижней части карсакпайской серии либо отсутствуют, либо входят в состав пород смежных поднятий.

Дальнейшая история развития Карсакпайского геосинклинального прогиба может быть в некоторой степени расшифрована при анализе состава и фациального строения слагающих его свит. Так, в период отложения пород татпенской свиты в западном борту Карсакпайского геосинклинального прогиба происходили значительные излияния лав кислого и среднего состава и накапливались сопровождающие их туфогенные образования. Состав излившихся пород не был постоянным. В северной части изученного района изливались преимущественно кислые эффузивы (кварцевые порфиры), замещающиеся на юг, к району р. Белеуты, эффузивами более среднего состава. Излияния лав неоднократно прерывались, и в эти периоды происходило накопление туфогенно-осадочных и осадочных образований, распространенных в виде отдельных прослоев в татпенской свите. Наличие в основании ее конгломератов в ряде участков западного крыла синклинория говорит о существовании у западного края прогиба отдельных поднятий, служивших источником обломочного материала. Такой же вывод напрашивается и из анализа взаимоотношений в западном крыле синклинория пород татпенской и белкудукской свит, которые на одних участках залегают с постепенным переходом, а в других породы белкудук-

ской свиты лежат на породах татпенской свиты с перерывом и несогласно.

В эпоху отложения пород белкудукской свиты строение Карсакпайского геосинклинального прогиба существенно не меняется. Кислые и средние излияния татпенской свиты постепенно сменяются излияниями лав более основного состава, сцилитовый характер которых говорит о том, что излияния происходили в подводных условиях. Так же четко, как и в предыдущий этап, устанавливаются различия в условиях осадконакопления вдоль западного края прогиба между северной и южной частями изученного района. Если в северной части в этот период накапливаются вулканогенные образования основного состава, то на юге происходит накопление толщи обломочных пород осадочного происхождения, с редкими прослоями вулканогенных образований. Интересно, что железистые кварциты белкудукской свиты и сопровождающие их кремнистые образования приурочены как раз к зоне замещения вулканогенных пород осадочными. В то же время строение белкудукской свиты в пределах Майтубинского антиклинория сходно со строением ее в южной части западного крыла Карсакпайского синклинория, что позволяет предполагать широкое развитие обломочной фации белкудукской свиты в орографически наиболее приподнятых участках Улутавской зоны, тогда как эффузивы основного состава приурочены к наиболее прогнутым участкам.

В период накопления пород лежащей выше кумолинской свиты в западном борту Карсакпайского геосинклинального прогиба также сохраняются различия в условиях осадконакопления между северными и южными частями изученного района. Если на севере происходит накопление равномернозернистых песчано-глинистых отложений, то по мере движения к югу эти породы замещаются грубозернистыми песчаниками и конгломератами, содержащими отдельные покровы кислых эффузивов и пачки туфогенных пород. Наличие в составе гальки конгломератов пород лежащих ниже свит вплоть до гальки железистых кварцитов белкудукской свиты свидетельствует о том, что снос обломочного материала шел в основном с близлежащих местных поднятий. Это еще раз подтверждает мысль о большей расчлененности рельефа в южной части борта Карсакпайского геосинклинального прогиба.

Интересно отметить, что наиболее сложно построенная часть прогиба располагалась именно в том месте, где простирания структур Карсакпайского синклинория характеризуются наибольшим азимутальным несогласием по отношению к простираниям структур Майтубинского антиклинория.

В восточном крыле Карсакпайского синклинория кумолинская свита характеризуется значительно меньшей фациальной изменчивостью, что, очевидно, связано с большей простотой строения восточного борта Карсакпайского геосинклинального прогиба.

Начало накопления пород кергетасской свиты вновь отмечено появлением в разрезе Карсакпайского синклинория покровов основных лав, излияние которых было прервано в кумолинское время. Правда, объем этих лавовых покровов значительно меньший, и они нигде не образуют единой мощной толщи, а во всех известных разрезах переслаиваются с терригенными образованиями, очень сходными с породами лежащей ниже кумолинской свиты. Фациальное строение кергетасской свиты более однообразное, лишь по мере движения к югу несколько уменьшается количество покровов основных эффузивов. По-видимому, к этому времени различия в строении разных частей Карсакпайского геосинклинального прогиба были в основном сnivelированы. Большой интерес представляет накопление в центральных частях синклинория в верхней части кергетасской свиты крупных линз карбонатных пород. Весьма вероятно, что образование этих линз свидетельствует о поступлении в момент их накопления меньшего количества вулканогенного и терригенного материала, а также

о некотором обмелении если не всего прогиба, то его центральных частей. Вполне вероятным является образование в центральной части Карсакпайского геосинклинального прогиба серии линейно вытянутых поднятий, на которых и происходило накопление карбонатных пород.

Заканчивая рассмотрение этапа развития Карсакпайского геосинклинального прогиба, охватывающего время от начала накопления пород турмузинской свиты до отложения пород кергетасской свиты, необходимо отметить еще одно важное обстоятельство. В современном эрозионном срезе большая часть этих образований доступна для изучения лишь в краевых частях Карсакпайского синклинория, где очень часто удается наблюдать перерывы между отдельными свитами. Однако придавать этим перерывам крупный региональный характер и предполагать их существование в более опущенных участках Карсакпайского синклинория нам кажется неприемлемым. Наоборот, учитывая близкий характер степени метаморфизма всего комплекса пород нижней части карсакпайской серии, можно рассматривать их как чисто локальные местные перерывы и несогласия, связанные с относительной приподнятостью в момент осадконакопления отдельных участков западного борта Карсакпайского геосинклинального прогиба.

Особый этап в развитии интересующего нас района наступает перед отложением пород бурмашинской свиты. Прежде всего перерыв в осадконакоплении после отложения пород кергетасской свиты был, вероятно, весьма значительным, так как несогласие в основании бурмашинской свиты обнаруживается даже в центральных частях синклинория. Факты несогласного перекрытия породами бурмашинской свиты отдельных складок в западном крыле синклинория (антиклиналь в районе р. Белеуты и др.) говорят о том, что к началу отложения пород бурмашинской свиты в Карсакпайском геосинклинальном прогибе был создан ряд структур. Региональный характер этого перерыва вытекает также из существенной разницы в степени метаморфизма пород нижней и верхней частей карсакпайской серии. Таким образом, накоплению пород бурмашинской свиты в пределах Карсакпайского геосинклинального прогиба предшествовал крупный и, возможно, достаточно длительный перерыв. Анализ морфологии Карсакпайского синклинория и фациального строения бурмашинской свиты позволяет предполагать весьма существенные изменения в строении Карсакпайского геосинклинального прогиба, происшедшие с момента окончания отложения пород кергетасской свиты до начала отложения пород бурмашинской свиты.

Особенность строения Карсакпайского синклинория в поперечном разрезе заключается в том, что крылья синклинория значительно выше его центральной части, хотя мы видели, что в конце отложения кергетасской свиты вблизи центральных частей синклинория отлагались крупные линзы карбонатных пород, вероятно свидетельствующие о некоторой приподнятости в рельефе этой части Карсакпайского геосинклинального прогиба в предбурмашинское время. В то же самое время по границе ядра и западного крыла синклинория отчетливо прослеживается крупная зона разломов, описанная ранее под названием центральной зоны разломов. Закономерное увеличение по мере приближения к ней количества лавовых покровов в составе бурмашинской свиты, пространственное совпадение с ней приразломных синклиналей карсакпайской свиты, приуроченность крупных даек габбро и габбро-диабазов и запрокидывание вдоль нее складчатых структур синклинория позволяют считать возраст образования этой зоны разломов добурмашинским, а время ее существования достаточно длительным. Если эти предположения верны, то тогда эту особенность строения Карсакпайского синклинория следует объяснить тем, что после отложения пород кергетасской свиты в центральной части сильно обмелевшего и частично замкнувшегося Карсакпайского геосинклинального прогиба возникает зона разломов, вдоль которой происходит опускание

центральной части прогиба и образуется своеобразный трог, заполняющийся в дальнейшем породами бурмашинской свиты. Вероятно возникновение такой зоны и обусловило те огромные излияния лав основного состава, которые слагают бурмашинскую свиту.

Такое предположение кажется еще более вероятным, если учесть данные по северным частям Улутавской зоны, где Карсакпайский синклиниорий превращается, по существу, в грабен, сложенный в основном породами бурмашинской свиты.

Глубина этого, вновь возникшего в пределах Карсакпайского геосинклинального прогиба трога вдоль его простираения не была постоянной. Севернее Кенсасая в нем, вероятно, существовало поперечное поднятие, влиявшее существенно на фациальное строение бурмашинской свиты. При приближении к этому поднятию в составе бурмашинской свиты меняется не только строение ее (замещение вулканогенных пород осадочными), но происходит и уменьшение мощности отдельных частей бурмашинской свиты. В современном эрозионном срезе это поперечное поднятие, благодаря серии более молодых разломов, четко выявляется по существованию тектонического клина в районе горы Канттюбе и по центриклинальному замыканию базальных горизонтов бурмашинской свиты к северу от Кенсасая.

Возникшая в предбурмашинское время центральная зона разломов продолжала играть достаточно существенную роль в развитии Карсакпайского геосинклинального прогиба и в дальнейшем. Интересно, что именно к ней приурочены те приразломные синклинали карсакпайской свиты, в которых известны наиболее полные разрезы последней. Весьма вероятно, что именно в карсакпайское время вдоль этой зоны располагались области максимальных прогибаний, несколько сместившиеся к западу по сравнению с предыдущим этапом (бурмашинское время). Возможно, что эта же зона разломов служила подводящим каналом для тех фумарольных источников, которые выносили в прогиб окислы железа и кремния, отложенные потом в виде кремнисто-железистых осадков карсакпайской свиты. Рельеф в период отложения пород карсакпайской свиты был, вероятно, достаточно контрастным, о чем свидетельствует крайне неравномерное распределение прослоев седиментационных брекчий в ее составе. Местами, очевидно, существовали достаточно крутые уступы вдоль отдельных разломов, у подножья которых и происходило в основном накопление седиментационных брекчий. В целом в карсакпайское время наблюдается отчетливая тенденция в поднятии рельефа Карсакпайского геосинклинального прогиба с юга на север, ибо располагающиеся на юге тонкослоистые существенно кремнистые породы белеутинской свиты севернее сменяются толщами обломочно-кремнистых и карбонатных пород карсакпайской свиты.

Время образования пород карсакпайской и белеутинской свит — это время образования в пределах крыльев Карсакпайского геосинклинального прогиба наложенных структур, которые обычно бывают приурочены к завершающим этапам развития геосинклинальных прогибов (Штрейс, 1951). В послекарсакпайское время вдоль центральной зоны разломов внедрились крупные дайки габбро и габбро-диабазов.

Дальнейшая судьба Карсакпайского геосинклинального прогиба резко отлична от рассмотренной выше и изучение ее, по существу, выходит за рамки данной работы. Карсакпайский геосинклинальный прогиб, замкнувшись, превратился в Карсакпайский синклиниорий и причленился к смежным поднятиям, образуя вместе с ними крупный мегантиклинорий внутри нижнепалеозойской геосинклинальной области.

В среднем и верхнем палеозое Карсакпайский синклиниорий входит в состав того складчатого фундамента, который разбивается разломами на отдельные поднятия и впадины.

Вполне естественно, что тектонические деформации последующих этапов усложнили ту структуру Карсакпайского синклиория, которая была создана в докембрийское время. Однако в большинстве случаев расшифровка этих дислокаций и попытки выяснения их возраста весьма затруднены. Тем не менее, некоторые, более поздние дислокации все же удается установить. К таким необходимо прежде всего отнести системы разломов северо-восточного и северо-западного простирания, секущие структуры Карсакпайского синклиория и Майтубинского антиклиория. В целом разломы этих направлений не проходят в отложения среднего и верхнего палеозоя, хотя некоторые из них, будучи вероятно обновлены, пересекают последние. Зона глубинного западно-улутавского разлома, отграничивающая Карсакпайское поднятие и Джекказганскую впадину (Зайцев, 1957), по-видимому, более молодая, нижнепалеозойская.

Заканчивая описание истории геологического развития, необходимо остановиться еще на одном вопросе. В истории развития Карсакпайской геосинклинали четко намечается два этапа: первый, охватывающий время от отложения пород татпенской свиты до предбурмашинского перерыва, и второй — от времени отложения пород бурмашинской свиты до замыкания прогиба. Каждый из этих этапов, по существу, отвечает заложению по зонам крупных разломов линейно вытянутых участков опускания земной коры, заполнению их осадками и частичному замыканию. Следовательно, в Карсакпайской геосинклинали мы видим как последовательное развитие двух геосинклинальных прогибов. Казалось бы, что такое повторение мы будем наблюдать и в смене вертикальных формационных рядов, слагающих Карсакпайский синклиорий. Однако, как можно видеть из данной работы, это не так. Особенно большое различие между двумя этапами можно наблюдать при сравнении состава и строения вулканогенных толщ. Первому этапу развития Карсакпайской геосинклинали соответствует крайне разнообразный комплекс эффузивных образований, варьирующих по составу от кварцевых порфиров до диабазовых порфиритов. Интересно, что разные по составу вулканические породы чрезвычайно тесно переплетены друг с другом как по горизонтали, так и по вертикали. Скорее всего, такое разнообразие магматических образований в нижней части разреза карсакпайской серии обусловлено дифференциацией того основного магматического очага, который поставил вулканический материал в Карсакпайскую геосинклинали.

Второй этап Карсакпайского синклиория, отвечающий образованию и развитию нового трога в центральной части ранее существовавшего прогиба, характеризуется развитием эффузивных толщ основного состава, крайне выдержанных в пределах всей южной части синклиория. В связи с этим интересно попытаться выяснить, почему эти два этапа, характеризующиеся развитием нисходящих движений, столь различны по проявлениям магматизма? Безусловно, что в настоящее время по этому вопросу можно высказать лишь некоторые предположения, так как в современной геологии связи тектоники с магматизмом еще плохо разработаны.

Мне представляется, что такое различие обуславливается чисто тектоническими причинами. Действительно, первый этап развития Карсакпайской геосинклинали характеризуется сравнительно постепенными и, очевидно, относительно медленными опусканиями, о чем свидетельствует пологий наклон крыльев синклиория, развитие конседиментационной складчатости и обилие пластических деформаций. Очевидно при этом тектоническом режиме создавались условия для очень далеко идущей дифференциации магматического очага, питавшего геосинклинальный прогиб.

Новообразование центрального трога в Карсакпайском прогибе произошло благодаря заложению центральной зоны, вдоль которой очень резко и быстро опустилась центральная часть синклиория. Свидетельством быстрого опускания являются огромные мощности бурмашинской свиты

и крайне крутые углы наклона слоев в центральной части синклиория. В этих условиях магма, вероятно, получила возможность быстро достигнуть поверхности и не успела дифференцироваться.

Подводя итог всему изложенному выше, необходимо отметить, что Карсакпайский синклиорий возник на месте геосинклинального прогиба, существовавшего в основном в течение верхнего протерозоя и имевшего достаточно сложную историю развития. Определяющим фактором в его развитии являлись крупные зоны разломов. Обилие вулканогенных пород в разрезе Карсакпайского синклиория позволяет рассматривать существовавший на его месте прогиб как эвгеосинклиаль. Интересно, что широкое развитие вулканогенных пород в пределах этой геосинклинали совпадает с формированием в ее пределах зон крупных разломов. Разный характер движений по этим разломам создает условия для формирования разных по строению вулканогенных толщ в геосинклинали.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопросы геологии докембрия вообще и тектоники докембрия в особенности разработаны в современной науке еще очень слабо. До самого последнего времени изучение геологии метаморфических толщ являлось привилегией петрографов, в результате чего при исследовании метаморфических толщ основное внимание обращалось на изучение горных пород и характера вторичного минералообразования в них. В то же время вопросы тектоники глубокометаморфизованных отложений оставались нерассмотренными. Именно этим обстоятельством, очевидно, и следует объяснить распространение среди геологов ошибочного мнения о повсеместном развитии в докембрии сложных структур, обусловленных пластическими деформациями.

В данной работе мы пытались по-иному подойти к изучению протерозойских образований Карсакпайского синклинория. Пользуясь методом детального геологического картирования, удалось показать, что последовательность напластования свит относительно просто устанавливается в поле благодаря крайне простой структуре синклинория в целом. Прослеживание выделенных комплексов пород по простиранию позволило решить вопрос о характере их фациальной изменчивости.

Фациальные изменения отдельных свит вместе с анализом морфологии структур Карсакпайского синклинория дали материал для решения вопроса об истории развития Карсакпайского геосинклинального прогиба. Здесь удалось установить, что существенное значение в истории его развития играли крупные зоны разрывных нарушений, располагающиеся на контакте прогиба со смежными поднятиями, по которым происходило опускание прогиба в целом.

Очевидно, что эти же зоны разрывных нарушений способствовали понижаемости земной коры магматическими образованиями, вследствие чего в строении Карсакпайского синклинория существенную роль играют вулканогенные толщи.

Таким образом удалось показать, что строение и развитие протерозойского Карсакпайского геосинклинального прогиба очень сходны со строением и развитием эвгеосинклинальных зон более молодых геосинклинальных областей.

В отношении морфологии структур Карсакпайского синклинория также удалось показать, что строение синклинория в целом и осложняющих его крупных структур второго порядка крайне просто. На эти просто построенные структуры как бы накладываются сложные мелкие дислокации, возникновение которых обусловлено пластическим течением вещества горных пород.

Таким образом, сложные по морфологии мелкие дислокации в протерозойских метаморфических толщах Карсакпайского синклинория имеют как бы наложенный и подчиненный характер. Интенсивность их несомненно

зависит от интенсивности метаморфизма вмещающих пород. В принципе можно допустить существование отдельных случаев, когда первичная тектоническая структура может быть полностью переработана пластическими деформациями. Однако, чем больше размеры тектонических форм, тем меньше вероятность их полной переработки.

Несомненно, крайне интересен для вопросов теоретической тектоники и характер магматизма Карсакпайского синклинория. На его примере отчетливо видно, что характер начального магматизма эвгеосинклинальных прогибов в деталях может быть крайне различен и, вероятно, тесно связан с условиями их тектонического режима. При медленном и постепенном прогибании для вулканических толщ характерна пестрота строения, наличие крайних, кислых дифференциатов основной магмы. В условиях же быстрого опускания вулканические толщи имеют более монотонный состав. Таким образом, пример Карсакпайского синклинория убедительно свидетельствует о том, что в протерозое в ряде участков земной коры уже существовали те же условия тектонического режима, которые свойственны более позднему, неогейскому этапу развития земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова М. И. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист L-42 (Карсакпай). Объяснительная записка. М., Госгеолиздат, 1949.
- Амирасланов А. А. Оруденение Улу-Тау-Арганатинского района.— Цвет. металлы, 1939, № 7.
- Антипов А. И. Отчет о разведке бурого угля, открытого в восточной части Киргизской степи Оренбургского ведомства, при колодцах Яр-Куе.— Горный журнал, 1957, ч. 4, кн. 11.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 2. Изд. 4. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Белевцев Я. Н. Стратиграфия и тектоника Криворожского бассейна. Сов. геология, сб. 11, 1946.
- Белевцев Я. Н. К вопросу о фазах формирования структур Криворожской метаморфической полосы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 6.
- Белевцев Я. Н. Геологическая структура и металлогения Криворожского железорудного бассейна. В кн.: «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна». Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Белевцев Я. Н., Родионов С. П., Горошников Б. И. О некоторых особенностях пород железорудной формации докембрия в связи с вопросом их номенклатуры.— Геол. журнал АН УССР, 1956, 15, № 3.
- Белоусов В. В. Основные вопросы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Беспалов В. Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист М-42 (Акмолинск). Объяснительная записка. М., Госгеолиздат, 1944.
- Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, сб. 41.
- Богданов А. А. и др. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района. Центральный Казахстан.— Сов. геология, 1955, сб. 48.
- Богданов Н. А. Тектоника докембрийских отложений южной части хребта Улу-тау.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1955, 28.
- Боровиков Л. И. Основные черты стратиграфии, вулканизма и тектоники в нижнем палеозое Джезказган-Улутавского района западной части Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1952, 85, № 1.
- Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутавского района западной части Центрального Казахстана. Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, новая серия, 1955, 6.
- Борукаев Р. А. Допалеозой северо-востока Сары-Арка (Центральный Казахстан).— Изв. АН КазССР, серия геол., 1951, № 14.
- Борукаев Р. А. 1. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Борукаев Р. А. 2. Условия осадконакопления в докембрии и палеозое северо-востока Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 19.
- Борукаев Р. А. Стратиграфия кембрийских отложений восточного Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Бубличенко Н. Л. и др. Успехи геологического изучения Казахстана за 25 лет.— Изв. Казахского филиала АН СССР, серия геол., 1945, вып. 6—7.
- Бутакова Е. Л. Щелочные и нефелиновые сиениты Карсакпайского района (Северо-Восточный Казахстан).— Записки Всерос. мин. об-ва, 1937, вып. 4.
- Витневская И. И., Трусова И. Ф., Филатова Л. И. Докембрийские образования западной части Центрального Казахстана. М., 1959. Фонды Моск. геол.-разв. ин-та.

- Гершойг Ю. Г. Тектоническая схема Криворожья.— Сов. геология, 1938, 8, № 10.
- Гершойг Ю. Г. О генезисе руд Кривого Рога.— Докл. АН СССР, 1955, 102, № 6.
- Горошников Б. И. Об изверженных горных породах и гальках конгломератов нижней свиты Криворожской метаморфической серии.— Докл. АН СССР, 1956, 109, № 1.
- Доброхотов М. Н. Геология и генезис Кременчугского железорудного месторождения. В кн.: «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна». Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Дуброва Б. С. Карсакпайское железорудное месторождение в Казахстане.— Разведка недр, 1936, № 23.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. 2. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1950.
- Зайцев И. К. Гидрогеологический очерк Карсакпай-Байконурского района.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1934, вып. 323.
- Зайцев Ю. А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, т. 32, вып. 1.
- Ищенко Д. И. О карбонатных породах верхней свиты Кривого Рога.— Геол. журнал АН УССР, 1956, 16, вып. 2.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геологии, 1934, 2, № 6.
- Кассин Н. Г. 1. Палеогеография и фации карбона Казахстана.— Народное хозяйство Казахстана, 1937, № 7—8.
- Кассин Н. Г. 2. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана.— Проблемы сов. геологии, 1937, № 8.
- Кассин Н. Г. Докембрий Казахстана.— Сов. геология, 1938, 8, № 11.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.
- Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1951, вып. 14.
- Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 109, геол. серия (№ 37).
- Книппер А. Л. Геосинклинальные фосфориты в южном Улутуа Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1957, 115, № 3.
- Книппер А. Л. О стратиграфии нижнепалеозойских отложений южного Улутуа (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1959, № 10.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан).— Изв. высш. школы. Геология и разведка, 1961, № 6.
- Козырев А. А. Гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области. СПб., Изд. Отд. зем. улучшений, 1914.
- Краснопольский А. А. Медные руды Кыргызских степей.— Естеств. произв. силы России, 1917, 4, вып. 7.
- Краснопольский А. А. Серебро-свинцовые руды Кыргызской степи. Естеств. произв. силы России, 1918, 4, вып. 8.
- Крестовников В. Н. Геологические исследования в Карсакпайском районе Центрального Казахстана. М., 1939. Фонды б-ки Отд. геол.-геогр. наук АН СССР.
- Крестовников В. Н., Сапожников Д. Г., Островский И. А. Геологическое строение Улутавского района западной части Центрального Казахстана. М., 1938. Фонды Ин-та геол. наук АН СССР.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1955.
- Литвинович Н. В. О стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Джезказганской и Тенизской впадин.— Сов. геология, 1956, сб. 52.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 4.
- Макухина А. А. Метаморфические породы Верховцевского района. В кн.: «Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР». Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Макшеев А. И. Географические сведения Книги Большого Чертежа о Кыргызских степях и Туркестанском крае.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1878, 14, отд. 2.
- Марков М. С. О брекчиях в метаморфических толщах.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 4.
- Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклинория.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинории. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Мартьянова М. В. Фаменский ярус верхнего девона западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1956, сб. 52.
- Мейер Л. Геологический очерк Зауральской Кыргызской степи Оренбургского ве-

- домства и несколько слов о минеральных богатствах ее.— Горный журнал, 1864, 1, № 1.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Под ред. В. А. Николаева. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Пикицкий П. М., Пашаев П. П. Геолого-экономический очерк рудных месторождений Джекзказгано-Улутавского района.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 293.
- Никольский А. П. О стратиграфии района Кривого Рога.— Докл. АН СССР, 1952, 82, № 6.
- Никольский А. П. Новые данные о докембрии Кривого Рога.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период первый (XVII и XVIII века). Л., Изд-во АН СССР, 1931.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850 гг.). Л., Изд-во АН СССР, 1933.
- Павлова Т. Г. Карсакпайский массив щелочных и нефелиновых сиенитов и его положение в тектонической структуре.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Павлова Т. Г. Положение гранито-гнейсов и гранитов в структуре Южного Улуту (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Тектоника северо-уральского бокситового пояса. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1947. (Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 4/8).
- Пейве А. В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.
- Петрушевский Б. А. Структура Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. (История развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности). М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Полетика И. А. Отчет о действии поисковых партий в Алтайском горном округе 1850 г.— Горный журнал 1851, ч. 3, кн. 7.
- Половинкина Ю. Ир. 1. Основные черты геологии месторождений железистых кварцитов. В кн.: «Полезные ископаемые», сб. 4. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Половинкина Ю. Ир. 2. Стратиграфия и основные черты тектоники Карсакпайского месторождения железистых кварцитов.— Сов. геология, 1948, сб. 31.
- Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. М., Госгеолиздат, 1952.
- Половинкина Ю. Ир. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Половинкина Ю. Ир., Розина Б. Б. Железистые кварциты Карсакпая.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1956, вып. 8.
- Родионов С. П. Проблемы образования железистых пород докембрия.— Геол. журнал АН УССР, 1956, 16, вып. 4.
- Русаков М. П. Асбест в Киргизской степи.— Мин. сырье, 1930, № 5.
- Русаков М. П. Черная металлургия в Казахстане и оформление ее перспектив.— Народное хоз-во Казахстана, 1932, № 6—7.
- Русаков М. П. О новом этапе освоения геологии, тектоники и металлогении Джекзказган-Улутавского района.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 293.
- Русаков М. П., Яговкин И. С. К вопросу о минеральных ресурсах Киргизской степи и об естественном горнозаводском районировании ее.— Изв. Геол. ком., 1925, 44, № 7. Приложения к протоколу № 6.
- Рычков Н. П. Дневные записки путешествия капитана Николая Рычкова в Киргиз-Кайсацкой степи в 1771 году. СПб., 1772.
- Самодуров В. И. Тектоника северо-восточного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 4.
- Сапожников Д. Г. 1. Идыгейская тектоническая зона в Джекзказган-Улутавском районе.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, геол. серия, вып. 101 (№ 32).
- Сапожников Д. Г. 2. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. В кн.: «Тектоника СССР», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Сатпаев К. И. Карсакпайский район и его перспективы.— Народное хоз-во Казахстана, 1928, № 1.
- Сатпаев К. И. Минеральные ресурсы Джекзказганского района (по состоянию их изученности на 1 января 1932 г.).— Народное хоз-во Казахстана, 1932, № 6—7.
- Сатпаев К. И. Ископаемые угли Джекзказганского района.— В кн.: «Большой Джекзказган». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935 (Труды Казахской базы АН СССР, вып. 7).
- Сатпаев К. И. Карсакпайское железорудное месторождение.— Народное хоз-во Казахстана, 1938, № 2.

- Сатпаева Т. А., Яренская М. А. Минералогия руд Карсакпайского месторождения железистых кварцитов.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 19.
- Севергин В. М. Обзорные минерального кабинета императорской Академии наук.— Технол. журнал, 1814, 11, ч. 1.
- Семенов Н. П. Структура кристаллического массива среднего Приднепровья. Киев, Изд-во АН УССР, 1949.
- Семенов Н. П. Строение Украинского кристаллического массива и история его формирования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
- Семенов Н. П. Докембрий Украинской ССР.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Семенов Н. П. Железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенные формации, их типы и генезис. В кн.: «Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР». Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Семенов Н. П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
- Ситтер Л. У. де. Структурная геология. Пер. с англ., М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- Соболев В. С. Материалы по петрографии метаморфических и изверженных пород Карсакпайского района.— Записки Всерос. мин. об-ва, 1938, ч. 67, вып. 1.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, № 18 (145).
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951.
- Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1953.
- Филатова Л. И. К стратиграфии докембрийских образований западной части Центрального Казахстана (Улутау).— Сов. геология, 1956, сб. 52.
- Филатова Л. И. Стратиграфия докембрия Улутау. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Херасков Н. П. Геология и генезис восточнобашкирских марганцевых месторождений. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Сборник памяти академика А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. отд. геол., 1952, 27, вып. 5.
- Хилл Е. Очерки структурной геологии. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954.
- Чухров Ф. В. Рудные месторождения Джезказган-Улутавского района. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Шангин И. П. Извлечение из описания экспедиции, бывшей в Киргизской степи в 1816 г.— Сибирский вестник гр. Спасского, 1820, ч. 9, кн. 1,2,3; ч. 11, кн. 7.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945. (Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 2/6).
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Сборник памяти академика А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шатский Н. С. О марганцевосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951. (Тектоника СССР, т. 3).
- Штрейс Н. А. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Штрейс Н. А., Марков М. С. Отложения докембрия южной части Улутавской складчатой системы. М., 1953. Фонды 6-ки Отд. геол.-геогр. наук АН СССР.

- Яговкин И. С. 1. Кургасынское серебро-свинцовое месторождение.— Вестник Геол. ком., 1925, 1, № 2.
- Яговкин И. С. 2. Минеральные ресурсы Джезказганского района. Вестник Геол. ком., 1925, 1, № 3.
- Яговкин И. С. 1. Джезказганский район. (Предварительный отчет о геологических исследованиях 1925 и 1926 гг.). Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 7.
- Яговкин И. С. 2. Кургасынское свинцовое месторождение Тургайской губернии.— Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 6.
- Яговкин И. С. 3. Окрестности Карсакпайского завода.— Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 8.
- Яговкин И. С. Геологический очерк Джезказгано-Улутавского района. В кн.: «Большой Джезказган». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935. (Труды Казахской базы АН СССР, вып. 7).
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953. (Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 15/19).
- Bruce E. L. Pre-cambrian iron formations.— Bull. Geol. Soc. America, 1945, 56, № 6.
- Collins W. H., Quirk T. T., Thompson E. Michipicoten iron ranges.— Mem. Geol. Survey Canada, 1926, № 147.
- Dunn J. A. The origin of banded hematite ores in India.— Econ. Geol., 1941, 36, № 4.
- Dunn J. A. Banded hematite ores.— Econ. Geol., 1942, 37, № 5.
- Dunn J. A. Banded hematite quartzites.— Econ. Geol., 1953, 48, № 1.
- Jones C. The iron ore deposits of Bihar and Orissa.— Mem. Geol. Survey India, 1934, 63, pt. 2.
- Krishnan M. S. Iron ores of India.— Indian minerals, 1952, 6, № 3.
- Moore E. S. The structural history of the Porcupine Gold area, Ontario.— Trans. Roy. Soc. Canada, ser. III, sect. 4, 1953, 47.
- Nature, usage and nomenclature of time stratigraphic and geologic time units as applied to the pre-cambrian. Rep. 3.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1955, 39, № 9.
- Pettijohn F. J. Archean sedimentation.— Bull. Geol. Soc. America, 1943, 54, № 7.
- Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
- Van Hise Ch. R., Leith Ch. K. The geology of the Lake Superior region. Monogr.— Geol. Survey U. S., 1911, 82.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Очерк истории изучения докембрия Улутавской складчатой зоны	5
Стратиграфия докембрийских отложений Карсакапайского синклинория	13
Боровская серия (Ptr ₁)	15
Тумурзинская свита	15
Карсакапайская серия (Ptr ₂)	19
Татпенская свита	19
Белкудукская свита	22
Кумолинская свита	29
Керегетасская свита	37
Нерасчлененный комплекс отложений нижнего и среднего протерозоя	46
Бурмашинская свита	46
Карсакапайская свита	58
Белеутинская свита	65
Интрузивные породы Карсакапайского синклинория	67
О возрасте метаморфических толщ южной части Улутавской складчатой зоны	68
Тектоника	72
Положение Карсакапайского синклинория в структуре западной части Центрального Казахстана	72
Докембрийские структуры Улутавской складчатой зоны, смежные с Кар- сакапайским синклинорием	76
Улутавский (Кунтуганский) антиклинорий	76
Майтубинский антиклинорий	77
Карсакапайский синклинорий	79
Морфология структур Карсакапайского синклинория	81
Морфология крупных структур	83
Восточное крыло Карсакапайского синклинория	83
Западное крыло Карсакапайского синклинория	88
Центральная часть Карсакапайского синклинория	101
Мелкие складчатые дислокации в Карсакапайском синклинории, их мор- фология и соотношение с крупными структурами	112
Общий план строения южной части Карсакапайского синклинория	122
История геологического развития Карсакапайского синклинория	126
Заключение	133
Литература	135

Марков Марк Соломонович

«Тектоника южной части Карсакапайского синклинория»

Труды геологического института, выпуск 7

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор Издательства Д. А. Туголесов. Технический редактор Н. Ф. Егорова

РИСО АН СССР № 16—32В. Сдано в набор 25/XII—1961 г. Подписано к печати 20/IV 1962 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 8,75+2 вкл. Усл. печ. л. 12,84. Уч.-изд. л. 12,2(11,8+0,4 вкл.)

Тираж 1000 экз. Т-05704. Изд. № 675. Тип. зак. № 2718.

Цена 85 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 85 к.