

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Т. Г. ПАВЛОВА

**СООТНОШЕНИЕ
МЕЖДУ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕМ
И ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ
В ЮЖНОМ УЛУТАУ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1964

T. G. PAVLOVA

RELATIONS
BETWEEN FOLDING
AND GRANITOID MAGMATISM
IN SOUTHERN ULUTAU

Transactions, vol. 101

Т. Г. ПАВЛОВА

СООТНОШЕНИЕ
МЕЖДУ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕМ
И ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ
В ЮЖНОМ УЛУТАУ

Труды, вып. 101

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

Н. А. ШТРЕЙС

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member Academy of Sciences of the USSR *A. V. PEIVE* (Editor in Chief),
K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

Responsible Editor

N. A. SHTREIS

ВВЕДЕНИЕ

Выяснение соотношений между складкообразованием и гранитоидным магматизмом является прежде всего геологической задачей. Представление о тесной связи магматизма и тектоники подкрепляется идеей А. Н. Заварицкого (1940), что магматический процесс может быть рассмотрен как одна из сторон более широкого тектонического процесса. А. Н. Заварицкий отметил также, что задача геологического изучения интрузий является самостоятельной и основной. В таком направлении и были поставлены исследования в Южном Улутау.

Южный Улутау представляет собой самое южное поднятие в Улутавской¹ зоне поднятий герцинской структуры западной части Центрального Казахстана. Поднятие неоднородно в тектоническом отношении и состоит из трех крупных структур: Майтубинского антиклинория, Карсакпайского синклинория, сложенных докембрийскими образованиями, и Байконурского нижнепалеозойского синклинория. К Майтубинскому антиклинорию приурочены разнообразные гранитоиды, и на изучении этой структуры было сосредоточено основное внимание автора.

Детальное изучение стратиграфии докембрийских толщ и морфологии структур позволило расшифровать внутреннее строение антиклинория. Изучение гранитоидов показало, что среди них развиты гранито-гнейсы, связанные постепенными переходами с парагнейсами, и породы интрузивного облика, такие как граниты, сиениты, гранодиориты и диориты. Все эти породы занимают определенное положение в структуре. Анализ фациальных изменений в разрезах, перерывов и несогласий в отложении пород и соотношений в морфологии разновозрастных структур дали возможность выяснить историю образования складчатых форм. Выяснение истории развития структуры и времени проявления гранитоидного магматизма позволило наметить некоторые черты генетических связей между проявлением магматизма и образованием тектонических форм.

Предлагаемая работа была выполнена в Геологическом институте АН СССР. Она основана на результатах полевых наблюдений автора в течение 1954—1957 гг., с привлечением материалов М. С. Маркова и А. Л. Книппера, изучавших смежные синклинории. Все эти исследования проводились под руководством Н. А. Штрейса.

Химические анализы пород были выполнены главным образом в лаборатории Геологического института, под руководством Э. С. Залманзон, частично в лаборатории Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Академии наук СССР, под руководством И. Д. Борнеман, и Карагандинского геологического

¹ Название, предложенное Ю. А. Зайцевым (1957).

управления. Фотографии были исполнены в фотолаборатории ГИН, под руководством А. Г. Амелина. Большую помощь в вычерчивании графики и оформлении работы оказал лаборант группы Ф. П. Харлов.

Во время работы над темой автор пользовался консультациями И. И. Вишневской, А. В. Копелиовича, А. С. Новиковой, П. Е. Оффмана, Е. В. Павловского и И. Ф. Трусовой, которым выражает искреннюю благодарность. Выполнению темы способствовало постоянное сотрудничество и помощь товарищей по совместной работе М. С. Маркова и А. Л. Книппера и руководителя группы Н. А. Штрейса, которым автор глубоко признателен.

Глава I

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО УЛУТАУ

История исследования Южного Улутау — района, характеризующегося большим разнообразием горных пород, сложным строением и развитием различных полезных ископаемых, содержит большое количество тематических и поисково-съёмочных работ разной детальности. Мы не ставим себе цели — всесторонне осветить историю изучения интересующего нас района, а остановимся лишь на развитии знаний о стратиграфии и тектонике докембрийских образований и проявлении магматизма в этой области. История изучения отложений докембрия и связанных с ними полезных ископаемых детально рассмотрена М. С. Марковым (1962) и Л. И. Филатовой (1962), а нижнепалеозойских образований — А. Л. Книппером (1963).

Отдельные несистематизированные сведения географического характера, указания на нахождение гранитов, кристаллических пород и рудопроявлений представляют собой предысторию исследования района. Период таких географических маршрутных пересечений был продолжительным и охватывал время с конца XVIII по начало XX в. Лишь в 1923 г. начались систематические поисково-съёмочные работы, поставленные Геологическим комитетом, в результате чего были составлены геологические карты, расчленены древние метаморфические породы и интрузивные образования и выявлены главные особенности строения западной части Центрального Казахстана.

Пионером в изучении Джезказган-Улутавского района был И. С. Яговкин. Под его руководством в течение ряда лет проводились геолого-съёмочные и поисковые работы. На основе геологической съёмки 10- и 20-верстного масштаба им была разработана первая стратиграфическая схема района, выявлены разновозрастные интрузивные породы и различные полезные ископаемые. И. С. Яговкин (1927) установил общую стратиграфическую последовательность кристаллических и метаморфических пород, слагающих Улутавскую зону (снизу вверх).

1. Толща гнейсов, залегающая в основании разреза и состоящая из биотит-олигоклазовых и мусковит-альбитовых разностей, среди которых встречаются слюдяные сланцы и кварциты.

2. Толща сланцев, включающая горизонты: а) порфиroidов и кварцево-серицитовых сланцев; б) слюдяных сланцев; в) роговообманковых, пироксеново-роговообманковых, кварцево-хлоритовых и графитистых сланцев. Общая мощность около 2000 м.

3. Толща серицитовых, биотитовых и железистых кварцитов, с линзами известняков и прослоями сланцев. Общая мощность пород этой толщи 800 м.

4. Самая верхняя толща допалеозоя — роговообманковые и филлитовидные сланцы. В более поздних работах она не выделялась.

Допалеозойские образования перекрыты менее метаморфизованной толщей туфо-эффузивных пород, известняков, яшмо-кварцитов и кремнистых сланцев, условно отнесенных к нижнему палеозою. Нахождение кристаллических и метаморфических сланцев в гальке базальных конгломератов нижнепалеозойской толщи позволило И. С. Яговкину отнести первую к допалеозойским образованиям.

В строении древних толщ И. С. Яговкин отметил регионально выраженное меридиональное простирание и сильную дислоцированность пород, с образованием тесно сжатых, нередко изоклинальных складок. На основании несогласного залегания нижнепалеозойских отложений на интенсивно дислоцированном и метаморфизованном допалеозойском фундаменте И. С. Яговкин выделил допалеозойскую складчатость. По его мнению, докембрийские породы участвовали в последующих каледонской и варисийской складчатостях.

Выделяя древнюю докембрийскую фазу вулканизма, И. С. Яговкин отнес к ней гранито-гнейсы и гнейсо-граниты, «которые нечувствительно переходят в типичные гнейсы» (1935, стр. 148). Он считал, что большая часть гнейсов произошла в результате динамометаморфизма гранитов и представляет собой ортогнейсы. К древним интрузивным образованиям отнесены и некоторые амфиболитизированные габбро, диабазы и диориты, из которых, по его мнению, возникли амфиболиты и часть роговообманковых сланцев.

В 1934 г. Н. К. Зайцев, проводя гидрогеологические изыскания, сопровождавшиеся составлением геологической крупномасштабной карты, отметил развитие основных интрузивных пород близ сопки Майтюбе. Геологическую карту он составил на основе стратиграфической схемы И. С. Яговкина.

Сведения о метаморфических и интрузивных породах значительно пополнил В. С. Соболев (1938). В 1935 г. он провел специальные петрографические исследования путем маршрутных пересечений. Северный маршрут был проведен в горах Арганаты, южный — вдоль железной дороги Карсакпай — Байконур. На основании изучения петрографии докембрийских пород этого маршрута В. С. Соболев пришел к выводу, что их метаморфизм — типа эпизоны — связан с воздействием интрузий. Он полагал, что такими интрузиями были гнейсовидные розовые граниты.

В. С. Соболев выделил три группы изверженных пород, прорывающих метаморфическую толщу: 1) гранитные массивы и связанные с ними породы; 2) основные породы; 3) щелочные породы. К первой группе отнесены олигоклазовые и альбитовые граниты к западу от пос. Карсакпай. Соотношения между олигоклазовыми и альбитовыми гранитами неясны. Как результат метаморфизма гранитов В. С. Соболев (1938) описал гранито-гнейсы. По его мнению, региональное развитие гнейсовидных текстур, катаклаза и альбитизации в гранитах служит косвенным доказательством их древнего возраста. Основные породы были обнаружены к северу от горы Майтюбе. Они представляют собой измененное габбро, местами с переходами к мономинеральным роговообманковым породам. Отмечены также габбро-диоритовые породы и амфиболитизированное кварцевое габбро. Меридионально вытянутые интрузии габбро встречены среди гранитов в виде включений ксенолитов.

Щелочные породы были впервые обнаружены и детально изучены Е. Л. Бутаковой (1937), работавшей под руководством В. С. Соболева. Среди щелочных сиенитов были встречены в отдельных выходах нефелиновые сиениты и жильные породы. Е. Л. Бутакова и В. С. Соболев

условно приняли возраст щелочных сиенитов как вариссийский. Основные породы они отнесли к каледонским проявлениям интрузивной деятельности, а граниты с регионально развитым катаклизмом — к протерозойским образованиям.

Дальнейшее изучение стратиграфии, тектоники и минеральных ресурсов Джезказган-Улутавского района связано с именем К. И. Сатпаева (1935). Он установил развитие железистых кварцитов в сланцевой толще докембрия и широкое их распространение в толще кварцитов, названной им железорудной. Структуру, сложенную докембрийскими образованиями и сформированную в результате неоднократных фаз складчатости, К. И. Сатпаев назвал Карсакпайским геосинклинальным. В более поздние годы К. И. Сатпаев выделил Майтубинский антиклинорий и Карсакпайский синклинорий.

Продолжающиеся систематические государственные съемки в 1936—1939 гг. на изучаемой площади и севернее нее проводил Н. П. Воронов. Метаморфические породы были отнесены к нижнепалеозойским образованиям, и в связи с этим возникло иное представление о времени образования структуры. Оно не было подтверждено дальнейшими исследованиями, так же как и каледонский возраст гранитоидов. Н. П. Воронов считал, что гнейсо-граниты генетически связаны с гранитами и гранодиоритами. В первых проявлен протоклаз вследствие их внедрения в момент складкообразования, а вторые приурочены к заключительной фазе каледонского цикла, после основной складчатости. По мнению Н. П. Воронова, с гнейсо-гранитами связан региональный метаморфизм и поэтому в районе горы Майтубе распространены породы амфиболитовой фации, а в удалении от гнейсо-гранитов, в районе пос. Карсакпай, развиты образования зеленосланцевой фации.

В ряде сводных работ по стратиграфии, палеогеографии, тектонике и металлогении Казахстана Н. Г. Кассин (1937, 1938, 1947) подчеркнул широкое развитие докембрийских пород в западной части Центрального Казахстана, основанием для чего послужили собранные им разрозненные данные по перекрывающим их фаунистически охарактеризованным породам нижнего палеозоя. Основываясь на материалах большого коллектива геологов, Н. Г. Кассин выделил четыре серии докембрийских отложений, отнеся две нижние к архею, а верхние — к протерозою. Все серии разделены эпохами диастрофизма. В Южном Улутау, по мнению Н. Г. Кассина, развиты главным образом породы верхних серий, а также гранито-гнейсы, микроклиновые и плагиоклазовые граниты и сиениты. Гнейсовые текстуры гранито-гнейсов возникли благодаря инъекции магмы в слоистые образования.

С 1936 г., с созданием Центрально-Казахстанской комплексной экспедиции АН СССР, широкий размах приобрели тематические работы, которые, однако, не охватывали площади изучавшегося нами района, но дали ряд интересных выводов, опубликованных, за исключением работ Н. С. Шатского (1938, 1940), в послевоенные годы.

В 1941 г., с выходом т. XX «Геологии СССР», были подведены итоги исследований геологического строения Восточного Казахстана, куда вошла и западная часть Центрального Казахстана.

В течение военных лет геологические работы в описываемом районе были сосредоточены главным образом на изучении железистых кварцитов. Лишь в 1943 г. были поставлены геолого-съемочные работы под руководством А. В. Волина, в результате которых гнейсы и гранито-гнейсы в ядре Улутавского антиклинория были условно отнесены к археозою, свита порфириидов и кварцево-сланцев — к нижнему протерозою. В ядре Карсакпайского синклинория были выделены карсакпайская свита зеленокаменных пород и железистых квар-

цитов и свита обломочных сланцев. Нижний палеозой был расчленен на ряд свит. Среди докембрийских магматических образований А. В. Волин выделял граниты и гранито-гнейсы в ядре Улутавского антиклинория и габбро, диабазы и амфиболиты в Карсакпайском синклинории. Были выделены также позднепротерозойская и таконская фазы складчатости, во время которых отложения докембрия и нижнего палеозоя были смяты в сильно сжатые складки и осложнены крупными сбросами меридионального простирания.

В послевоенные годы зеленосланцевые толщи и связанные с ними железистые кварциты были подвергнуты специальному изучению, а площади их распространения — детальным съемкам. Большую роль в изучении железорудных толщ основных и ультраосновных пород Карсакпая сыграли работы Ю. Ир. Половинкиной (1952).

В результате тематических работ, проведенных Центрально-Казахстанской экспедицией АН СССР, был создан ряд тектонических схем, включающих район Южного Улутау. Н. С. Шатский (1938, 1940) отметил, что палеозойский массив Казахской складчатой страны представлял сложную геосинклинальную область с чередованием синклинальных прогибов и антиклинальных структур. Критикуя воззрения Н. Г. Кассина, Н. С. Шатский показал, что герцинское складкообразование наследует основные направления каледонской складчатости. В тектонической схеме, отражающей простирания палеозойских структур, район Южного Улутау находится на уральском меридиональном направлении виргаций.

Д. Г. Сапожников (1948) выделил область развития интенсивно дислоцированных гнейсов, различных кристаллических сланцев и кварцитов и назвал ее Карсакпайским антиклиналом. Антиклинал был прослежен от гор Сарытау на севере до р. Белеуты на юге. Эта структура и расположенный севернее Арганатинский антиклинал были объединены в Улутавский антиклинорий. В его пределах интенсивная дислоцированность и метаморфизм докембрийского и более молодого комплекса, сложенного нормальными осадочными породами, по мнению Д. Г. Сапожникова, свидетельствуют о проявлении складчатости и регионального метаморфизма до отложения нижнепалеозойских пород, но после образования пород метаморфической свиты.

В тектонической схеме П. Н. Кропоткина (1950) выделены Арганатинский, Улутавский и Карсакпайский массивы (антиклинальные поднятия). Эти массивы расположены в пределах Кокчетав-Улутавской тектонической зоны, которая характеризуется развитием интенсивно дислоцированных докембрийских и древнепалеозойских отложений.

Существенные уточнения в тектонических схемах западной части Центрального Казахстана были произведены А. А. Богдановым и Ю. А. Зайцевым в результате работ Казахстанской экспедиции Московского государственного университета и Московского геологоразведочного института. Они будут рассмотрены ниже.

Детальная стратиграфическая схема докембрия Южного Улутау была разработана Н. А. Штрейсом. В течение 1950—1952 гг. путем тщательного изучения разрезов Н. А. Штрейс в 1953 г., с участием М. С. Маркова, создал основу стратиграфической схемы этого района. Снизу вверх был выделен ряд комплексов: кристаллических сланцев, кварцитовый, нижний и верхний вулканические, карсакпайский и уртынджальский, разделенные на ряд свит. Два нижних комплекса были условно отнесены к нижнему протерозою, а лежащие выше, за исключением уртынджальского рифейского, — к верхнему протерозою. Эта стратиграфическая схема в течение 1954—1956 гг. была уточнена и опубликована на Совещании по унификации стратиграфических схем в 1958 г. в Алма-Ате (Штрейс, 1960).

В нижней части разреза, отвечающей условно нижнему протерозою, авторами схемы выделены:

1. Порфириодная серия, включающая дюсембайскую свиту порфириодов, микрогнейсов и слюдяных сланцев с редкими прослоями кварцитов.

2. Кварцито-сланцевая серия, состоящая из двух свит, разделенных перерывом: кордовской, сложенной графитовыми кварцитами, кварцитами с обломочной структурой и конгломератами; тумурзинской, образованной различными сланцами с конгломератами в основании.

Верхнему протерозою отвечают:

1. Нижняя железорудная серия, состоящая из свит: татпенской, белкудукской, кумолинской и керегетасской.

2. Верхняя железорудная серия, включающая бурмашинскую и карсакпайскую свиты.

Как рифейское образование выделена порфирито-порфировая серия, состоящая из лакбайской и акшокинской свит.

Серии, а иногда и свиты разделены перерывами в отложении. В ряде свит отмечены существенные фациальные изменения.

С 1950 по 1953 г. детальные геолого-съемочные работы на этой же площади проводила К. А. Рачковская, геолог Карагандинского геологического управления. Она выделила многочисленные комплексы интрузивных образований. По данным К. А. Рачковской, наиболее древний амфиболитовый комплекс жильных амфиболитизированных пород инъецирует породы тумурзинской свиты. Гнейсированные гранит-порфиры и гранито-гнейсы в виде пластовых залежей интродуцируют в породы кварцитового комплекса. Габбро и габбро-диабазы в виде небольших тел приурочены к нижнему вулканическому комплексу. Гнейсы и гранито-гнейсы сопровождаются фельдшпатизацией и окварцеванием боковых пород и прорывают верхний вулканический комплекс. Кварцевые порфиры в виде гипабиссального тела прорывают отложения керегетасской свиты. Граниты Карсакпайского массива интродуцируют оба вулканических комплекса. Сienиты пространственно тесно связаны с гранитами. Диориты и гранодиориты залегают в виде небольших тел и даек, прорывая отложения докембрия. Габбро-диабазы и диабазы встречаются среди всех отложений докембрия. Основные и ультраосновные породы в виде серии небольших пластовых тел встречаются также среди разновозрастных пород. Лишь два последних комплекса условно отнесены к нижнепалеозойским образованиям, тогда как остальные восемь являются докембрийскими.

Работы, начатые К. А. Рачковской, в последующие годы были продолжены В. М. Добрыниным и Е. М. Сигитовой.

С 1953 г. в северной части Улутау развернулись работы Казахстанской экспедиции МГУ. Л. И. Филатова, изучавшая наиболее древние отложения, опубликовала в 1956 г. стратиграфическую схему этого района. Схема отличалась существенно иной последовательностью пород по сравнению с известной в Южном Улутау. Выделенные под названием канттюбинской свиты породы, аналогичные кварцито-сланцевой серии Н. А. Штрейса, Л. И. Филатова поместила выше отложений, отвечающих верхней железорудной серии Южного Улутау. Породы, объединенные в аралбайскую серию, в разных участках района соответствовали разным частям стратиграфической схемы Н. А. Штрейса. Впоследствии, после совещания, проходившего в 1958 г. в Алма-Ате по унификации стратиграфических схем Казахстана, Л. И. Филатова (1961) существенно пересмотрела стратиграфическую схему Улутау.

В 1958 г. в Алма-Ате состоялось Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана.

Здесь были подведены итоги по изучению древних толщ Восточного Казахстана и выявлены разногласия в стратиграфическом расчленении докембрийских отложений между отдельными исследователями. На основании схемы, предложенной Н. А. Штрейсом (1960₁), совещание разработало разделение докембрия на серии, выдерживающиеся в Казахстане на разобщенных территориях развития докембрия.

Работы последних лет Казахстанской экспедиции МГУ и МГРИ в северной части Улутавской зоны уточнили прежние стратиграфические схемы и отразили иную последовательность напластования докембрийских толщ этой области, по сравнению со схемой Л. И. Филатовой (1956). И. И. Вишневская, И. Ф. Трусова и Л. И. Филатова в 1959 г. выделили в основании разреза докембрийских отложений Улутау майтубинскую серию, подразделяющуюся на четыре свиты (снизу вверх): 1) ишанскую, сложенную серицито-кварцевыми, хлоритовыми и кварцево-хлорито-сланцевыми сланцами, мощностью 1000—1200 м; 2) дюсембайскую, состоящую из порфиридов и серицито-кварцевых сланцев, мощностью 1500—2000 м; 3) канттюбинскую, состоящую из конгломератовидных и бластопсаммитовых кварцево-серицитовых сланцев, кварцитов и графитовых кварцитов, общей мощностью 1500—1700 м; 4) куамбайскую, представленную конгломератами, кварцево-хлоритовыми, серицито-кварцевыми сланцами и порфиридами. Мощность свиты около 200—250 м.

Выше по разрезу выделены отложения карсакпайской серии с баздакской свитой в основании, сложенной серицито-кварцевыми, серицитовыми и мусковитовыми сланцами, порфиридами, порфиритоидами и зелеными сланцами. Мощность этой свиты достигает 1000 м. Лежащая выше бурмашинская свита, мощностью 2000—2500 м, состоит из порфиритоидов, зеленых сланцев, филлитов, порфиридов, кварцево-серицитовых сланцев и кварцитов. Разрез серии заканчивается брекчиевидными и конгломератовидными кварцитами унгулинской свиты, мощностью 150—200 м.

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

Общая последовательность пород рассмотренной выше схемы достаточно хорошо сопоставляется со стратиграфической схемой докембрия Южного Улутау. Неясным остается лишь вопрос о стратиграфическом положении ишанской свиты. Более вероятно, что она включает в себя отложения карсакпайской серии, как их ранее выделял М. С. Марков (1958). Канттюбинская и куамбайская свиты являются аналогами тумурзинской свиты.

В более поздней стратиграфической схеме Л. И. Филатова (1961) не выделяет куамбайской свиты. Баздакская свита, без изменения последовательности в схеме, изъята из карсакпайской серии и выделена в нижнюю железорудную серию. Наиболее принципиальным изменением является значительное «омоложение» унгулинской свиты и помещение ее в верхнюю часть коксуйской серии.

В результате многолетних работ большой вклад в изучение метаморфизма и гранитизации докембрия внесли исследования И. Ф. Трусовой (1956, 1960_{1, 2}, 1961). Она показала, что метаморфизм полициклический, и в истории развития региона происходило чередование прогрессивного и регрессивного метаморфизма. Наложение гранитизации на высокометаморфизованные породы привело к их регрессивному метаморфизму, а проявление гранитизации среди пород низкотемпературных фаций — к прогрессивному метаморфизму. Подчеркнув генетические различия между региональным метаморфизмом и изменениями

пород в связи с гранитизацией, И. Ф. Трусова вслед за Ю. А. Кузнецовым (1952) называет последние магматическим метаморфизмом.

Л. И. Филатова (1961) детально изучила петрографию и химизм порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов Улутау и показала, что они образовались метасоматическим путем в породах разных серий.

На основании обобщения материалов работ Казахстанской экспедиции МГУ и МГРИ А. А. Богданов (1954) опубликовал новую схему тектоники западной части Центрального Казахстана. В верхнепалеозойской структуре система докембрийских и частично нижнепалеозойских антиклинориев и синклинориев была объединена под названием Улутавского поднятия. Древние толщи, слагающие поднятие, смяты в сложные, часто стрельчатые складки, с выдержанными меридиональными простираниями. Одна из особенностей тектоники этих древних толщ, как отметил А. А. Богданов, состоит в том, что исключительно сложная складчатость пород развивается на фоне относительно пологих складок, отчетливо выявляющихся при картировании границ крупных комплексов.

Детализируя тектоническую схему А. А. Богданова, Ю. А. Зайцев (1957) отметил неоднородность строения Улутавского поднятия и назвал его Улутавской зоной поднятий, включающей Карсакпайское и Арганатинское поднятия и Улутавский и Эскулинский купола. Карсакпайское поднятие отделено от расположенных севернее древних структур Шагырлинским и Тамдинским прогибами. Эти прогибы сложены среднепалеозойскими образованиями. Рассматривая строение западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау, Ю. А. Зайцев (1961) выделил нижний и верхний структурные этажи. В нижний структурный этаж включены архейско-протерозойский, верхнепротерозойский рифейский и раннекаледонский складчатые комплексы, отличающиеся интенсивной складчатостью.

Приведенное краткое рассмотрение результатов работ по стратиграфии, тектонике и магматизму докембрия Южного Улутау и прилегающих областей показывает, что лишь с начала 50-х годов в результате коллективных работ были получены разносторонние данные о геологическом строении Улутау. Детальное стратиграфическое расчленение докембрийских образований позволило подойти к изучению тектонических форм разных порядков. Лишь на основе этих знаний и может быть решен вопрос о тектоническом положении гранитных пород, по которому в настоящее время имеется пока еще очень мало данных.

Ю. А. Зайцев (1961) для интрузий Улутавской зоны поднятий указал, что их контакты «целиком контролируются складчатой структурой вмещающих толщ» (стр. 36). В то же время, считая все граниты и гранито-диориты Карсакпайско-Арганатинской группы ордовикскими и среднедевонскими образованиями, Ю. А. Зайцев отмечает, что они не связаны по времени образования с формированием нижнего структурного этажа и не обнаруживают прямой связи с древними складчатыми сооружениями. Лишь в редких случаях гранитоиды «вписываются» в складки нижнего структурного этажа.

И. Ф. Трусова (1960₁) указала, что древние метасоматические образования приурочены к сводовой части Улутавского антиклинория. Но при этом она полагает, что интрузии докембрийских гранитоидов и их постмагматические растворы проникали в верхние части земной коры вдоль глубинных разломов. Л. И. Филатова (1961) также отметила, что порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы приурочены к осевой части Улутавского антиклинория и наиболее часто к антиклиналям в его пределах. Однако «одним из определяющих факторов в размеще-

нии гнейсов» (стр. 24) предположительно могли быть разрывные нарушения.

Таким образом, сведения о тектоническом положении древних метасоматических и магматических проявлений в Улутау довольно кратки и иногда противоречивы.

В Южном Улутау детальное изучение геологического строения Майтубинского антиклинория позволило выявить тектоническое положение гранитоидных пород и соотношения во времени между формированием структуры и различных по составу гранитоидов. Последующие главы посвящены геологическому описанию Майтубинского антиклинория и связанного с ним гранитоидного магматизма.

Глава II

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Докембрийские отложения Южного Улутау представлены мощным комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований. Основные и кислые лавы и их пирокластические аналоги неоднократно чередуются в разрезе с породами осадочного происхождения и образуют несколько крупных естественных ассоциаций, разделенных перерывами и угловыми несогласиями. Обычно нижняя часть разреза каждой ассоциации сложена преимущественно лавами и пирокластическими породами, а верхняя — главным образом осадочными образованиями, окварцованными известняками или первично кремнистыми и обломочными породами. Такое цикличное строение докембрия Улутау впервые выявил в 1958 г. Н. А. Штрейс (1960₁) и положил в основу расчленения допалеозоя Центрального Казахстана. Согласно этой схеме, снизу вверх выделены зерендинская, боровская, карсакпайская (акдымская) и ерементausкая серии, каждая из которых соответствует одному крупному циклу осадконакопления.

Кроме цикличности в строении разрезов дополнительными признаками для выделения серий служат перерывы и интенсивность метаморфизма. Но эти признаки не могут быть определяющими. Как отмечает Н. А. Штрейс (1960₁), перерывы, резко выраженные в одной тектонической зоне, могут быть слабо проявлены или отсутствуют — в другой, в пределах единой геосинклинальной области. Поэтому сопоставления перерывов в разных частях структуры в отложениях, фаунистически неохарактеризованных, не всегда могут быть правильными. По степени метаморфизма зерендинская серия более существенно отличается от лежащих выше. Для нее характерны гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфизма (Трусова, 1960₁). Остальные серии метаморфизованы слабее и в пределах каждой из них вариации, вследствие полиметаморфизма, не менее значительны, чем различия в метаморфизме между сериями.

Каждая из названных серий распадается на ряд свит, в основу выделения которых положены комплекс литологических и петрографических признаков и геологические соотношения. Существенная смена литологического состава и петрографических особенностей в разрезе указывает на изменения условий осадкообразования и формирования пород. Свиты часто бывают отделены перерывами в отложении, иногда и азимутальными несогласиями. При постепенных переходах границы между свитами могут быть проведены по появлению первых горизонтов пород, заметно отличных по составу от лежащих ниже образований.

Тем не менее, при картировании возникает ряд трудностей из-за повторения толщ порфириоидов и порфиритоидов, пачек кварцитов и

сланцев. Кроме того, в составе толщ наблюдаются значительные фациальные изменения по простирацию. Они выражены в частичной смене эффузивных образований — вулканогенно-осадочными или карбонатными породами. В осадочных толщах меняется зернистость пород, содержание графитистого вещества, цветных минералов, полевых шпатов, варьирует интенсивность метаморфизма, локально развит диафторез и в различной мере проявлена гранитизация пород. Своеобразно меняют облик пород процессы выветривания. Порфириоиды и различные кварцсодержащие сланцы в выветрелых разностях на водоразделах превращаются в пористые «сухари», в которых сохраняется лишь кварцевый скелет. Выщелачивание цветных минералов и полевых шпатов создает значительно искаженное представление о составе пород по их поверхностным выходам.

Перечисленные выше особенности разреза докембрийских отложений и различные изменения пород затрудняют расчленение их на свиты и прослеживание по площади. К тому же, отсутствие фаунистических остатков исключает использование палеонтологического метода. Поэтому в докембрии особенно важно выяснение геологических соотношений свит. Для этой цели пригодны лишь участки с относительно пологим, нормально последовательным залеганием пород. Последующий анализ геологических соотношений выделенных комплексов в плане помогает установить принадлежность спорных в стратиграфическом отношении пород к той или другой свите.

Крупные стратиграфические серии разреза докембрия на Совещании по унификации стратиграфических схем, состоявшемся в Алма-Ате, условно были отнесены к следующим возрастным группам. Возраст зерендинской серии был принят как архейский, породы боровской серии отнесены к нижнему протерозою, карсакпайская серия сопоставлена с образованиями верхнего протерозоя и, наконец, ерементавская — с рифейскими (синийскими) образованиями. Это разделение на крупные возрастные комплексы является условным, так как определения абсолютного возраста докембрийских образований в Центральном Казахстане еще не систематизированы.

Боровская серия включает дюсембайскую и тумурзинскую свиты (фиг. 1). Карсакпайская серия сложена сарысайской, татпенской, белкудукской, кумолинской, керегетасской, бурмашинской и карсакпайской свитами. Ерементавская серия состоит из лакбайской и акшокинской свит. Выше залегают палеозойские отложения.

Автором детально изучены отложения боровской серии, представляющие непосредственный интерес для решения вопросов, рассматриваемых в работе. Разрез лежащих выше пород описан более кратко, с привлечением материалов Н. А. Штрейса, А. Л. Книппера и М. С. Маркова.

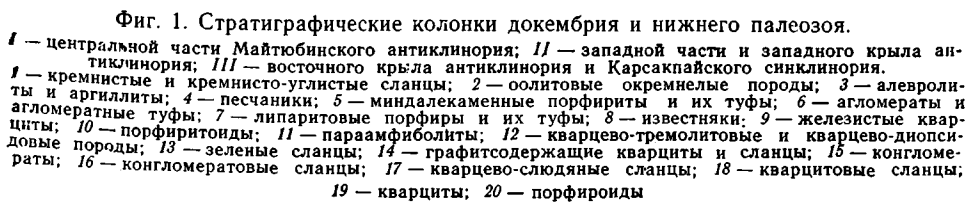
БОРОВСКАЯ СЕРИЯ

Дюсембайская свита (Pt₁ds)

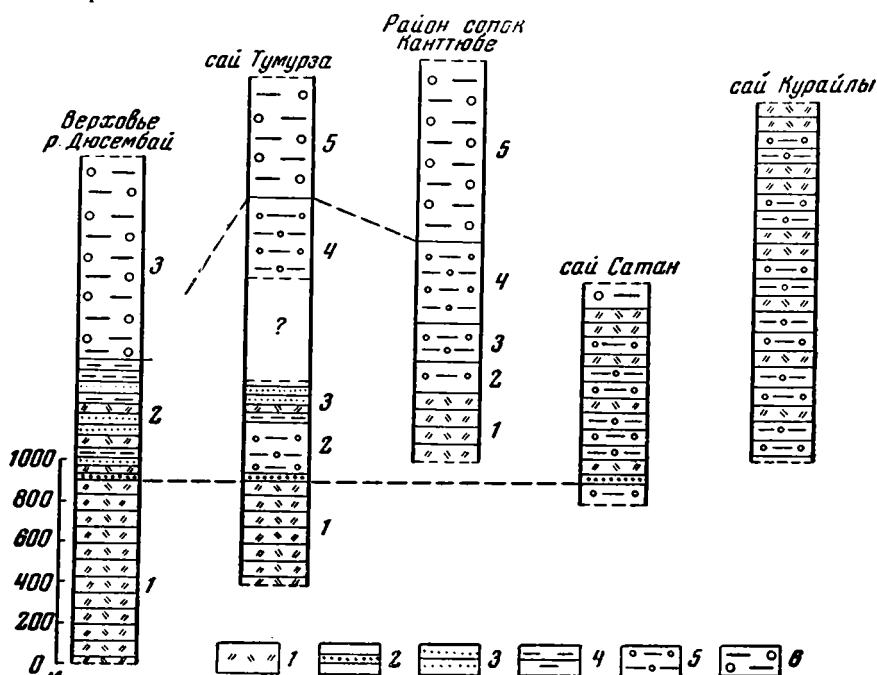
Дюсембайская свита сложена мощной толщей порфириоидов с редкими прослоями полевошпатовых и мономинеральных кварцитов и пачками кварцево-сланцевых сланцев. Она слагает ядра и крылья антиклиналей в пределах Майтубинского антиклинория.

Полный разрез дюсембайской — самой древней — свиты неизвестен вследствие гранитизации нижней части разреза и трансгрессивного перекрытия верхней части вышележащей тумурзинской свитой.

Основная часть разреза описываемой свиты сложена порфириоидами, светлыми, голубовато-серыми, серыми или буроватыми тонкозер-



нистыми породами с бластопорфировой структурой. Это метаморфизованные эффузивные или туфогенные породы, первичную природу которых не всегда можно установить. В нижней части разреза преобладают массивные грубо рассланцованные разности с мелкими и редкими бластопорфировыми образованиями кварца и полевых шпатов, в верхней — более тонкоплитчатые породы с многочисленными вкрапленниками. Плоскости рассланцевания совпадают с ориентировкой тонкоплосчатой флюидальной текстуры. Очень характерна плитчатая отдельность пород.



Фиг. 2. Сопоставление разрезов дюсембайской свиты.

1 — порфиroidы массивные с мелкими бластокластическими выделениями кварца и полевых шпатов; 2 — маркирующий горизонт кварцитов; 3 — полевошпатовые кварциты; 4 — кварцево-сланцевые и кварцевые сланцы; 5 — порфиroidы с мелкими бластопорфировыми и бластокластическими выделениями; 6 — порфиroidы с крупными бластопорфировыми выделениями кварца и полевых шпатов. Цифры справа — номера пачек пород

Кварцево-сланцевые сланцы, светлые, почти белые зеленоватые породы обычно тонко рассланцованы. Их горизонты чередуются с пачками порфиroidов, преобладавая в отдельных частях разреза. К пачкам сланцев приурочены горизонты белых полевошпатовых и светлых мономинеральных зернистых кварцитов. Эти горизонты обычно не превышают первых метров. Более мощным является один протяженный горизонт зернистых кварцитов, мощностью до 10—15 м. Он образует в рельефе цепь сопки и хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Для порфиroidов и сланцев характерны обнажения в виде плоскостных выходов.

Наиболее полный разрез свиты выявлен в верховьях р. Дюсембай (фиг. 2). К западу от тальвега реки, в ядре антиклинальной складки, обнажены светлые, голубовато-серые, серые порфиroidы с мелкими (до 1—2 мм) редкими бластопорфировыми образованиями кварца и полевых шпатов, с незначительным количеством мусковита. Мономинеральные и полевошпатовые кварциты образуют редкие прослои в толще порфиroidов. Видимая мощность этой нижней пачки дюсембайской свиты 850—900 м.

Выше залегает горизонт белых массивных «фарфоровидных» полевошпатовых микрокварцитов мощностью в 10—15 м. Он подстилает пачку, в основном состоящую из переслаивания полевошпатовых кварцитов, кварцево-сланцевых и слюдяно-кварцевых сланцев с подчиненными прослоями порфиридов. Общая мощность ее около 600 м.

Породы первой и второй пачек в самом верховье р. Дюсембай гранитизированы и превращены в гнейсы.

Верхняя часть разреза свиты обнажена к востоку от тальвега р. Дюсембай. Она сложена светлыми порфироидами с обильными крупными (до 3—5 мм) бластопорфировыми выделениями кварца и полевых шпатов. Среди них встречены отдельные маломощные горизонты темно-серых, почти черных разностей. В породах развита тонкоплитчатая отдельность. Видимая мощность пачки 950—1000 м.

Общая мощность свиты в верховьях р. Дюсембай порядка 2400—2500 м.

Достаточно полный разрез дюсембайской свиты также можно видеть в 10—15 км к северо-западу от верховьев р. Дюсембай, в 2 км севернее сая Тумурза. Здесь к востоку от гранито-гнейсов залегают слюдяные микрогнейсы, соответствующие нижней части разреза свиты. Это тонкополосчатые и тонкоплитчатые, очень светлые мелкозернистые породы со слюдой на плоскостях рассланцевания. Видимая мощность их достигает 500 м. По направлению к юго-востоку они замещаются гранито-гнейсами. В борту сая Тумурза, западнее сопки Аралтобе, нижняя пачка полностью гранитизирована и непосредственно на гранито-гнейсах залегает горизонт белых массивных зернистых кварцитов. Его мощность 5—6 м. Выше по разрезу развиты буровато-серые, серые и голубовато-серые порфириды с мелкими бластопорфировыми выделениями кварца и полевого шпата. Мощность второй пачки — 300 м. Над порфироидами залегают светлые кварцево-полевошпатовые, слюдяные кварцитовые сланцы и слюдяные кварциты. Породы тонко рассланцованы и содержат в заметном количестве мусковит. Мощность третьей пачки 200 м. Далее следует перерыв в обнажении, с учетом углов падения, соответствующий пачке мощностью в 300 м. Выше, на водоразделе, обнажены светлые буроватые порфириды с мелкими бластопорфировыми выделениями кварца и полевых шпатов, слагающие четвертую пачку. Ее мощность около 400 м.

Над порфироидами четвертой пачки залегает пачка порфиридов, состоящая из чередования светлых крупно- и обильнопорфировых и мелкопорфировых разностей. В средней части этой пачки встречены черные и темно-серые порфириды с биотитом и с бластопорфировыми выделениями белого полевого шпата и кварца. Видимая мощность пятой пачки 600 м. Эти образования венчают разрез дюсембайской свиты, выше которой залегают кварциты тумурзинской свиты.

Общая мощность дюсембайской свиты в районе сая Тумурза — около 2300 м. На продолжении полосы ее выходов в районе сопки Каражол мощность свиты сокращена до 450—600 м. Это, по-видимому, связано с трансгрессивным перекрытием ее породами тумурзинской свиты.

Рассмотренные выше разрезы отличаются наибольшей стратиграфической полнотой и максимальными значениями мощностей.

Достаточно мощный, но несколько отличный разрез дюсембайской свиты можно видеть также в 15—16 км севернее описанного выше сечения — в 4 км к северо-западу от сопки Канттюбе. Здесь наиболее глубокая часть разреза сложена массивными тонкозернистыми белыми порфироидами с редкими и мелкими бластопорфировыми выделениями кварца. В порфироидах наблюдается слабо выраженная полосчатая текстура, образованная ориентированным расположением чешуек

мусковита. Видимая мощность этой пачки 300 м. Выше залегают белые, светло-серые рассланцованные порфиroidы с мусковитом на плоскостях рассланцевания. Они слагают вторую пачку мощностью 150 м.

Далее по разрезу следуют серые, то светлые, то почти черные, порфиroidы, с подчиненным развитием белых разностей. Это массивные порфиоровые породы с мелкими blastoporphiroвыми выделениями кварца и в меньшем количестве полевого шпата. Мощность третьей пачки 200 м.

Над порфиroidами третьей пачки залегают светлые белые слабо рассланцованные порфиroidы, также с мелкими blastoporphiroвыми образованиями кварца и полевых шпатов. Мощность четвертой пачки 400 м.

Верхняя пачка сложена зеленовато-серыми слюдяно-кварцево-полевошпатовыми сланцами и более или менее рассланцованными порфиroidами с заметным количеством биотита и мусковита. Они чередуются с белыми массивными и темными слабо рассланцованными порфиroidами. В них обильны blastoporphiroвые выделения кварца и полевого шпата. Мощность этой пестрой пачки значительна и достигает 850—900 м. Общая мощность свиты в районе сопки Канттюбе порядка 1900—2000 м.

В западной полосе распространения дюсембайской свиты разрез характеризуется некоторыми особенностями по сравнению с отмеченными выше. Породы нижней подкварцитовый части обнажены лишь в разобренных участках в кровле гранитов и в виде отдельных выходов среди гранито-гнейсов. Горизонт серых яснозернистых кварцитов отчетливо выступает в рельефе в виде гряды север-северо-западного простирания в верховьях сая Сатан и южнее сая Татпен вплоть до сая Карасире. Мощность горизонта колеблется от 5—7 до 10—15 м. В верховьях сая Сатан грубозернистые серые кварциты сменяются по простиранию мелкогалечными конгломератами с кварцитовым цементом. Хорошо окатанная галька, размером 2—3 см, состоит из тонкозернистых белых, серых и черных кварцитов.

Выше горизонта кварцитов залегает значительная часть разреза дюсембайской свиты. Здесь не удастся выделить более или менее однородных мощных пачек порфиroidов, так как происходит частое чередование различных порфиroidов и сланцев. Породы менее перекрыты, и в порфиroidах основная масса фельзитовидна. Полевые шпаты и кварц находятся в виде вкрапленников или мелких обломков в туфогенных разностях пород.

Хорошо обнаженные разрезы вскрыты в верховьях сая Сатан и Курайлы.

В разрезе верховьев сая Сатан, стратиграфически непосредственно выше гряды кварцитов, с падениями к западу залегают лимонитизированные бурые тонкозернистые сланцы, сменяющиеся горизонтом темных, очень плотных и массивных порфиroidов. Западнее 100 м выходы этих пород закрыты рыхлыми отложениями, далее обнажены серые порфиroidы с крупными вкрапленниками полевого шпата и в меньшем количестве кварца в фельзитовой массе породы. Они сменяются зеленовато-серыми тонко- и груборассланцованными порфиroidами с большим количеством зерен полевых шпатов и кварца. Еще западнее обнаружена пачка фельзитовидных массивных порфиroidов, серых, зеленоватых, с очень мелкими вкрапленниками кварца и плагиоклаза, размером 1,5—2 мм. Выше по разрезу залегает пачка темных порфиroidов с обильными вкрапленниками полевого шпата. Верхняя часть разреза перекрыта рыхлыми отложениями. Видимая мощность свиты около 1000 м.

Севернее, в верховьях сая Курайлы, видимая мощность дюсембайской свиты достигает 1300 м. Здесь горизонт кварцитов неизвестен. Разрез сложен разнообразными порфироидами с подчиненным развитием сланцев.

Сравнение разрезов дюсембайской свиты (см. фиг. 2) показывает, что для их сопоставления может быть опорным горизонт кварцитов. Он отличается небольшой мощностью, не выше 15 м, но выделяется своим составом в мощной толще вулканогенных образований и хорошо прослеживается. В то же время в нем наблюдаются заметные фациальные изменения по простирацию. На сопке Аралтобе это массивные белые крупнозернистые кварциты, которые к северо-западу на расстоянии одного километра приобретают светло-серый цвет из-за примеси графитистого вещества. В верховье сая Сатан грубозернистые серые кварциты на широте сопки Колдыбай-шоки сменяются мелкогалечными конгломератами. Южнее, на интервале от сая Татпен до сая Карасире, горизонт сложен серыми и черными зернистыми кварцитами. Более существенно от этих кварцитов отличаются белые массивные кварцево-полевошпатовые микрокварциты в верховьях р. Дюсембай. Однако при уменьшении количества полевого шпата и увеличении размеров зерен кварца они приближаются к типу кварцитов сопки Аралтобе.

Залегающая под кварцитами нижняя часть разреза дюсембайской свиты сохранилась в значительной мере лишь в участках, где слабо проявлена гранитизация пород. В верховьях р. Дюсембай и к северу от среднего течения сая Тумурза развиты порфироиды с мелкими blastoporphiroвыми образованиями кварца и полевых шпатов. В значительной части они преобразованы в лейкократовые гнейсы.

Выше горизонта кварцитов в верховьях р. Дюсембай распространены полевошпатовые кварциты и кварцево-слюдяные сланцы с подчиненным развитием порфирондов, общей мощностью 600 м. В разрезе сая Тумурза над горизонтом кварцитов залегают порфироиды. Их мощность 300 м. Лишь выше них развиты кварцево-полевошпатовые и слюдяно-кварцитовые сланцы с тонкими прослоями слюдяных кварцитов. В разрезе сая Сатан над горизонтом кварцитов залегают порфиroidы, чередующиеся со сланцами.

Более однообразна самая верхняя часть разреза дюсембайской свиты, сложенная порфироидами с обильными и крупными blastoporphiroвыми образованиями кварца и полевых шпатов. Этой третьей пачке разреза верховьев р. Дюсембай соответствуют пятые пачки разрезов сая Тумурза и района сопки Канттюбе. Обильно порфировые породы встречены и в разрезе сая Курайлы. Под мощной пачкой на сая Тумурза и в районе сопки Канттюбе залегает пачка светлых порфирондов с мелкими blastoporphiroвыми выделениями кварца и полевого шпата, которые в разрезе в верховьях р. Дюсембай неизвестны.

Таким образом, в дюсембайской свите наблюдаются фациальные изменения в разрезе, выраженные в вариациях состава и зернистости в горизонте кварцитов, в замещении по простирацию кварцево-слюдяных сланцев порфироидами и в изменении мощностей сопоставимых пачек пород.

Во время формирования дюсембайской свиты в отложении вулканогенных образований был перерыв, отразившийся в образовании горизонта песчаников. В верховьях р. Дюсембай это были тонкозернистые аркозовые породы, в районе сопки Аралтобе и в южных разрезах — мономинеральные кварцевые песчаники, а в верховьях сая Сатан — мелкогалечные конгломераты.

Порфириоиды слагают главную часть разреза дюсембайской свиты. Кварцево-мусковитовые, кварцево-мусковито-полевошпатовые сланцы и различные кварциты имеют подчиненное развитие.

В нижней части разреза светлые голубовато-серые порфириоиды обладают массивной или массивно-полосчатой текстурой. В небольшом количестве (до 15—20%) они содержат бластопорфировые выделения кварца и полевых шпатов. Основная ткань породы состоит из мелких изометричных зерен кварца и полевых шпатов и мелких чешуек мусковита. В массивных разностях мусковита мало. Структура порфириоидов может быть названа гетеробластовой с гранобластовой основной тканью. В массивно-полосчатых порфириоидах мусковит создает обогащенные прослои. Хорошо заметно чередование мелкозернистых (0,02—0,05 мм) и крупнозернистых (0,07—0,10 мм) полос и отдельных линзовидных участков с перекристаллизованной основной тканью и мелкими порфиробластами калиевого полевого шпата. Микроструктура породы гетеробластовая с лепидогранобластовой структурой основной ткани. Судя по текстурным особенностям, эти породы, по-видимому, представляли собой туфогенные образования. Редкие порфировидные зерна кварца и плагиоклаза являются бластокластическими.

Слюдяные микрогнейсы нижней части разреза сая Тумурза представляют собой породы, в которых перекристаллизация выражена еще заметнее, чем в отмеченных выше порфириоидах. Эти преобразования, происходящие в связи с проявлением гранитизации, будут описаны ниже.

Кварциты из разрезов сая Тумурза и западной части района представляют собой серые, реже белые зернистые массивные породы. Они состоят из округлых зерен кварца, незначительного количества графитистого вещества в темно-серых разностях, слюды и иногда полевого шпата. При микроскопическом изучении заметно обрастание кварцевым цементом зерен кварца, окаймленных графитом, с той же оптической ориентировкой. Размер зерен кварца варьирует от 0,5 до 3 мм.

В верховьях сая Сатан мелкогалечные конгломераты содержат гальку размером до 2—3 см, состоящую из тонкозернистых белых, серых и черных кварцитов. Галька хорошо окатана. Цемент конгломератов кварцитовый с небольшим количеством мусковита.

Полевошпатовые «фарфоровидные» микрокварциты разреза верховьев р. Дюсембай представляют собой белые массивные породы, в которых отдельные более крупные зерна кварца находятся среди тонкозернистого агрегата кварца и полевых шпатов, сопровождающихся мелкими чешуйками мусковита. Микрокварциты имеют гранобластовую структуру.

Кварцево-слюдяные сланцы и полевошпатовые кварциты второй пачки разреза р. Дюсембай и третьей пачки разреза сая Тумурза состоят из кварца, полевых шпатов и мусковита в варьирующих соотношениях. В некоторых разностях сланцев в незначительном количестве находятся биотит, эпидот и карбонат. Для них характерны лепидобластовые и лепидогранобластовые микроструктуры.

Порфириоиды верхней пачки отличаются развитием крупных бластопорфировых выделений кварца и полевых шпатов. Бластопорфировые выделения составляют до 30—50% породы. Размер их — 2—3 мм, редко до 5—7 мм. В основной ткани размер зерен кварца и полевых шпатов колеблется от сотых до первых десятых долей миллиметра. В породах наблюдается бластопорфировая и бластокластическая

микроструктуры. Структура основной ткани гранобластовая, реже, при заметном содержании мусковита, лепидогранобластовая.

В разрезе дюсембайской свиты в верховьях р. Дюсембай среди порфиroidов преобладают разности с бластопорфировыми выделениями кварца и с подчиненным количеством калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Особенностью кварца является частое проявление грануляции в пределах самого зерна. При этом наблюдается как полное распадение на агрегат различно ориентированных зерен в одних вкрапленниках, так и частичная грануляция в краевых участках — в других или лишь волнисто-мозаичное погасание — в третьих. При этом сохраняются общие контуры вкрапленников. Кроме того, наблюдаются мелкие линзовидно-прожилковые скопления кварца, возможно, представляющие собой трансформированные вкрапленники.

Бластопорфировые выделения калиевого полевого шпата имеют широкотаблитчатую форму и иногда двойниковое строение по простому закону. Калиевый полевой шпат пелитизирован. В нем зачастую наблюдается нечеткая микроклиноватая решетка, и тогда пелитизация проявлена слабее. Иногда развиты пятнистые пертиты замещения. Бластопорфировые выделения плагиоклаза имеют меньшие размеры, чем кварца и калиевого полевого шпата. Плагиоклаз обладает полисинтетически двойниковым строением и представляет собой альбит № 6—9. Частично плагиоклаз замещен мусковитом.

В порфировых выделениях заметен катаклаз, выраженный в смещении частей кристалла относительно друг друга. В плагиоклазе наблюдается также изгиб двойниковых полосок.

Основная ткань породы состоит из мелких изометричных зерен кварца и ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза. В том или ином количестве находятся мусковит, биотит, карбонат, рудные минералы и акцессорные — циркон и апатит. В единичных случаях были встречены мелкие зерна граната.

Мусковит встречается в виде двух модификаций. Мелкие удлиненные чешуйки, размером 0,08—0,1 мм, содержатся в мало измененных мелкозернистых разностях, тогда как в более перекристаллизованных — появляются крупные его образования с характерными «кружевными» формами, с тенденцией к таблитчатым. Мелкочешуйчатый мусковит подчеркивает сланцеватую текстуру породы. Таблитчатый — располагается большей частью не в соответствии с этими направлениями.

В основной ткани порфиroidов часто наблюдается флюидально-полосчатая текстура, образованная разнозернистым агрегатом. Структура породы гранобластовая, реже лепидогранобластовая.

В разрезе района сопки Канттюбе порфиroidы верхней пачки отличаются более мелкозернистыми структурами. В них меньше перекристаллизована основная масса породы, реже встречается крупнотаблитчатый мусковит, плагиоклаз в меньшей мере замещен мусковитом. В этом разрезе часты прослои темных порфиroidов. Они отличаются весьма тонкозернистой структурой и присутствием рассеянных чешуек биотита зеленовато-бурого цвета. В породе заметна флюидальная текстура, выраженная в обтекании вкрапленников кварца и плагиоклаза основной массой. Размер вкрапленников не превышает 1—2 мм. Плагиоклаз представлен альбитом. Размер зерен основной ткани 0,03—0,01 мм. В более светлых разностях порфиroidов биотит отсутствует, и в породе развит мусковит.

В пестрой пачке, кроме темных порфиroidов, отмеченных в восточной части этого разреза, широко распространены рассланцованные зеленовато-серые порфиroidы, иногда превращенные в тонкорассланцованные сланцы. Большое количество мелкочешуйчатого мусковита

создает почти мономинеральные прослои или рассеяно по всей массе породы.

В западной части района породы отличаются весьма мелкозернистым сложением. В них хорошо различимы порфиновые или кластические микроструктуры. По мелкозернистому агрегату серицита развиваются отдельные более крупные чешуйки мусковита.

Лежащие выше пачки фельзитовидных массивных порфиroidов, серых с зеленоватым оттенком, с очень мелкими вкрапленниками кварца и плагиоклаза, представляют собой лавы. Основная масса их состоит из кварца, альбита и значительного количества серицита. В верхней части разреза темные порфиroidы содержат обильные вкрапленники.

Севернее, в верховьях сая Курайлы, преобладают порфиroidы с порфировыми выделениями, размером 0,8—1,5 мм, слагающими до 30% породы. В верхней части разреза такие порфиroidы чередуются с породами, в которых развиты кластические образования. Среди порфиroidов наблюдаются некоторые вариации состава — в нижней части разреза это породы с преобладанием во вкрапленниках плагиоклаза, тогда как выше существенную роль играет калиевый полевой шпат. В породах часто замечен катаклаз.

В целом в разрезах западной части района породы метаморфизованы слабее. Первичные структуры и текстуры видны достаточно отчетливо. В породах в основном развит серицит, а не мусковит.

Таким образом, породы дюсембайской свиты метаморфизованы в разной степени. В западных разрезах они изменены относительно слабо, а в разрезах сая Тумурза, р. Дюсембай и района горы Канттюбе — значительно. Их основная ткань перекристаллизована. Участки перекристаллизации округлолинзовидны в массивных порфиroidах и узколинзовидны в сланцеватых. Вкрапленники обрастают зернами основной массы и приобретают зубчатую форму. Кварц во вкрапленниках иногда подвергается грануляции. Это явление развивается неравномерно, и даже в пределах одного шлифа можно видеть резко различные стадии. Грануляция кварца и перекристаллизация наблюдаются в одной и той же породе, но их соотношения во времени не ясны.

В составе пород дюсембайской свиты участвуют кварц, альбит, калиевый полевой шпат, мусковит (серицит), биотит. В незначительном количестве встречены эпидот, кальцит, единичные зерна граната. Такая ассоциация минералов указывает на изменения пород в условиях низкой ступени метаморфизма. Как известно, Ф. Дж. Тернер (1951) выделяет биотит-хлоритовую и мусковит-хлоритовую субфации в фации зеленых сланцев и альбит-эпидот-амфиболитовую фацию. Породы дюсембайской свиты, для которых критическими минералами являются альбит, мусковит (биотит), могут быть отнесены к верхней зоне фации зеленых сланцев (к биотит-хлоритовой субфации). В участках с более интенсивной перекристаллизацией и появлением крупных чешуек мусковита, развивающихся по альбиту, эти изменения, возможно, соответствуют более высокой фации метаморфизма. В то же время в разрезах западной части района в порфиroidах дюсембайской свиты развит серицит, по которому образованы лишь отдельные мелкие чешуйки мусковита. По-видимому, изменения пород этого района отвечают нижней зоне фации зеленых сланцев.

Развитие калиевого полевого шпата в условиях низкой ступени метаморфизма характерно для пород, содержащих избыточное количество K_2O по сравнению с количеством, необходимым для образования бесцветной слюды. Незначительное присутствие эпидота и кальцита лишь в отдельных разностях пород указывает на небольшую роль CaO в составе пород.

В наименее измененных породах дюсембайской свиты микроструктура и текстура часто позволяют распознавать, были ли они излившимися или вулканогенно-осадочными образованиями. Порфиroidы с бластопорфировой структурой и флюидальной, флюидально-полосчатой текстурами представляли собой лавы, тогда как породы с бластокластической, лепидобластовой и лепидогранобластовой микроструктурами, по-видимому, являются различными туфогенно-осадочными образованиями. В породах с заметной перекристаллизацией первичная природа их не всегда может быть установлена.

Мелкозернистая структура основной ткани затрудняет определение количественных соотношений между кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. В определении химизма лав могут быть использованы их силикатные анализы. Сопоставление параметров, вычисленных по А. Н. Заварицкому (1950), со средними составами пород указывает, что порфиroidы дюсембайской свиты отвечают нормальному ряду липаритовых порфиров — риолитов (табл. 1).

Т а б л и ц а 1
Химический состав порфиroidов

Компоненты	Состав, в вес. %		Параметры по: А. Н. Заварицкому			
	Ia	Iб	Ia	Iб	Iг	Iд
SiO ₂	76,02	75,20	s=80,1	81,4	80,1	81,0
TiO ₂	—	—				
Al ₂ O ₃	15,40	13,48	a=11,1	12,0	12,6	13,8
Fe ₂ O ₃	0,77	1,29				
FeO	0,44	0,88	c= 0,1	0,6	1,6	1,4
MnO	0,01	0,02				
MgO	0,08	0,20	b = 8,7	6,0	5,7	3,8
CaO	0,08	0,52				
Na ₂ O	2,68	2,58				
K ₂ O	4,20	4,80				
H ₂ O ⁻	0,16	0,16				
H ₂ O ⁺	0,07	0,28				
P ₂ O ₅	0,62	—				
CO ₂	0,08	0,32				
Сумма	100,60	99,73				

Ia — обр. 185 — порфиroid, район сопки Канттюбе. Аналитик Е. С. Шишова, 1955 г.; Iб — обр. 350а — порфиroid, верховья р. Дюсембай. Аналитик А. Н. Зарубицкая, 1956 г.; Iг — кварцевый порфир, средний состав по Дели (Заварицкий, 1950); Iд — риолит, включая 24 липарита, средний состав по Дели (Заварицкий, 1950).

Широкое развитие кислых вулканогенных образований по площади, большие мощности и возможность сопоставления разрезов указывают на то, что излияния, по-видимому, были трещинного типа. К сожалению, нет никаких прямых данных о местоположении зон проницаемости во время накопления дюсембайских вулканогенных образований.

Эта свита, сложенная разнообразными кварцитами, сланцами и кварцево-амфиболовыми породами, широко распространена. Породы тумурзинской свиты, как правило, залегают в крыльях или ядрах синклиналией. Лишь на водоразделе Тумурза — Сары-сай они участвуют в строении антиклинали.

Тумурзинская свита залегает с перерывом на породах дюсембайской свиты, но соотношения ее с подстилающими породами различны. В разрезах в 4—5 км северо-западнее сопки Канттюбе, по сая Тумурза, в верховьях р. Дюсембай и в ее среднем течении установлены азимутальные несогласия с подстилающими породами. Северо-западнее сопки Канттюбе базальный горизонт кварцитов тумурзинской свиты залегает непосредственно на порфироидах нижней пачки дюсембайской свиты. При этом в порфироидах азимут падения сланцеватости 250° , $\angle 35^\circ$, а в 300 м к западу в базальном горизонте кварцитов азимут падения 225° , $\angle 35-40^\circ$. В разрезе по сая Тумурза азимутальное несогласие также достаточно отчетливо. В правом борту сая порфиroidы падают к юго-востоку 120° , $\angle 40-45^\circ$, а в 20 м к востоку в первых выходах кварцитов сланцев тумурзинской свиты азимут падения 90° , $\angle 40^\circ$. К северо-западу от этого разреза значительно уменьшается мощность порфиroidов дюсембайской свиты, обнажающейся из-под пород тумурзинской свиты, при прослеживании ее по простиранию. В сечении вдоль сая Тумурза мощность надкварцитовый части разреза порфиroidов — 1800 м, а к северо-западу близ сопки Каражол — не более 300—500 м. Очевидно, такое уменьшение мощности связано с трансгрессивным налеганием пород тумурзинской свиты. В верховьях р. Дюсембай, к западу от ее тальвега, базальные кварциты тумурзинской свиты ложатся непосредственно на порфиroidы нижней пачки дюсембайской свиты, тем не менее азимутальное несогласие между породами обеих свит незначительно. Оно заметно на аэрофотоснимках в виде очень острого угла между линиями простираний горизонтов порфиroidов и гряды кварцитов.

Известны и иные соотношения дюсембайской и тумурзинской свит. К востоку от тальвега р. Дюсембай, близ горы Аккерегетас, горизонт серых зернистых кварцитов покрывает верхнюю пачку порфиroidов без видимого несогласия. Несогласия не установлено также в западной части района в верховьях сая Сатан. Однако перерыв в отложении пород вероятно был, так как мощность надкварцитовый части разреза дюсембайской свиты в верховьях сая Сатан меньше, чем в 6—7 км севернее, на сая Курайлы.

На основании приведенных материалов, в центральной части района установлены азимутальные несогласия и трансгрессивное налегание тумурзинской свиты, тогда как на западе, близ сопки Колдыбай-шоки, и на востоке, около горы Аккерегетас, породы залегают с перерывом, но согласно.

Как уже говорилось выше, тумурзинская свита сложена различными по составу породами. В нижней части разрезов широко распространены серые и черные графитосодержащие кварциты и кварцитовые сланцы. Выше в одних разрезах преобладают актинолит-хлорито-кварцевые, карбонатно-кварцевые и слюдяно-кварцевые сланцы, в других — кварцево-тремолитовые, кварцево-актинолитовые породы, полевошпатовые кварциты и параамфиболиты. Местами встречены также гематитсодержащие, кварцево-биотитовые и конгломератовые сланцы и линзы известняков. Породы обычно слоисты и часто тонко рассланцованы.

Для свиты характерны существенные фациальные изменения и разная интенсивность метаморфизма в различных частях района.

Вследствие такого разнообразия пород свита обнажена неравномерно. Зернистые грубослоистые кварциты обычно выступают в рельефе в виде протяженных гряд. В виде гребней, сопровождающихся осыпями, они обнажены на вершинах сопок. В ряде участков прослежены один, два или три относительно выдержанных горизонта. Нижний горизонт кварцитов не всегда является базальным, как это наблюдается к северу от сая Итас, где он залегает в 400 м от основания разреза. Мелкозернистые графитовые кварциты и кварцитовые сланцы выступают в виде гривок, часто с плитчатой отдельностью. В случае плохой обнаженности их можно обнаружить по полосам черной почвы. На аэрофотоснимках их распространение отражено в виде особенно темных полос.

В подчиненном развитии в нижней части разреза тумурзинской свиты можно встретить зеленовато-серые кварцитовые сланцы с амфиболом в одних участках или хлоритом — в других. Эти породы удается наблюдать лишь по высыпкам мелкой щебенки. Иногда тонкие, до 7—10 см, горизонты белых, слегка буроватых массивных зернистых кварцитов, залегающие среди сланцев, подвергаются будинажу, и развалы округлолинзовидных будин кварцитов создают впечатление конгломератов с линзовидной уплощенной «галькой». Такие образования были встречены в разрезах к западу от горы Керегет, к югу от сая Куамбай и к востоку от Тумурза-шоки.

Различные сланцы, кварцитовые, слюдяно-кварцевые, карбонатно-кварцевые и актинолитово-хлоритово-кварцевые, залегают в виде пачек с преобладанием одного из типов пород. Обычно они обнажены в виде мелких гривок. Породы тонко рассланцованы, иногда мелкоплитчатые. Наиболее широко они развиты в разрезе по сая Тумурза. К югу от горы Тамдаша, к северо-западу от пруда на сая Тумурза и в этом же разрезе к востоку от сопки Тумурза-шоки в некоторых прослоях сланцев встречены редкие гальки порфиридов, белых зернистых кварцитов и жильного кварца. Их размеры не превышают 5 см. Более обильны очень мелкие обломки пород, главным образом кварцитов. В районе Колдыбай-шоки в хлоритово-мусковитово-кварцевых сланцах встречается мелкая уплощенная галька серых с буроватым оттенком известняков. Такие сланцы названы конгломератовыми.

Весьма специфическими и очень характерными породами ряда разрезов являются кварцево-тремолитовые породы. Они широко распространены к западу от горы Керегет и обнаружены к западу от Актаса, а также к югу от сая Итас и на водоразделе между саями Тумурза и Сары-сай. Эти светлые зеленовато-серые, голубовато-серые на свежем изломе и бурые на поверхности выветривания породы, с массивно-полосчатой текстурой, выступают гребнями в рельефе. Для них типична грубоплитчатая отдельность. Такой же характер выходов имеют амфиболиты — массивнополосчатые породы темно-зеленого цвета. Амфиболовые сланцы, подобно другим типам сланцев, обнажены хуже.

В верхней части разреза на широте горы Керегет, на водоразделе Тумурза — Сары-сай, к северо-западу и юго-западу от горы Майтубе, к западу от горы Актас, а также к югу от сая Итас развиты горизонты полевошпатовых кварцитов. На первом участке это маломощные, выдержанные по простираению прослои белых, розоватых тонкозернистых пород, с резкими контактами с вмещающими амфиболсодержащими кварцитами. На водоразделе Тумурза — Сары-сай мощность горизонтов полевошпатовых кварцитов достигает 300 м, вкrest и по простираению они отличаются постепенными переходами к амфиболсодержащим кварцитам. Такие же взаимоотношения наблюдаются к западу

и юго-западу от Майтубе. На участке к югу от сая Итас полевошпатовые и слюдяно-полевошпатовые породы также фациально меняются. Здесь они тонкослоисты и рассланцованы и обладают меньшими мощностями, чем на водоразделе Тумурза — Сары-сай. К западу от горы Актас прослой полевошпатовых кварцитов более выдержаны, но мало мощны, до 1 м.

Таким образом, можно видеть, что в разрезах тумурзинской свиты происходят очень значительные вариации в составе слагающих ее пород.

Графитовые кварциты и кварцитовые сланцы, залегающие непосредственно на порфироидах дюсембайской свиты, Н. А. Штрейс выделил как самостоятельную кордовскую свиту, отделенную перерывом от тумурзинской свиты. М. С. Марков (1958) и мы эти кварциты включили в состав тумурзинской свиты, так как они чередуются со слюдяно-кварцевыми или амфиболо-кварцевыми сланцами, характерными для тумурзинской свиты. Перерыв между отложениями кордовской и тумурзинской свит не установлен. Залегающие выше горизонты конгломератовых сланцев указывают на возможные местные перерывы в процессе формирования свиты, но сами известны далеко не во всех разрезах. В районе сопок Каражол и южнее Майтубе по простиранию происходят фациальные замещения графитистых кварцитов амфиболо-кварцевыми сланцами, и граница между кордовской и тумурзинской свитами становится совершенно условной. Соотношение мощностей выделявшейся ранее кордовской свиты и других свит района также говорит не в пользу первой. Ее мощность не превосходит 300—350 м, тогда как мощности остальных — порядка первых километров. Однако эта нижняя часть разреза очень характерна и хорошо прослеживается на местности. Поэтому мы оставляем за ней название кордовской пачки.

Наиболее мощный разрез тумурзинской свиты вскрыт в правом борту сая Тумурза (фиг. 3). У Тумурза-шоки на порфироидах дюсембайской свиты, после задернованного участка в 20 м, залегают с восточными падениями черные графитовые кварцитовые сланцы с тонкими прослоями слюдяно-кварцевых сланцев. Мощность пачки сланцев — 300—350 м. Стратиграфически она отвечает кордовской пачке.

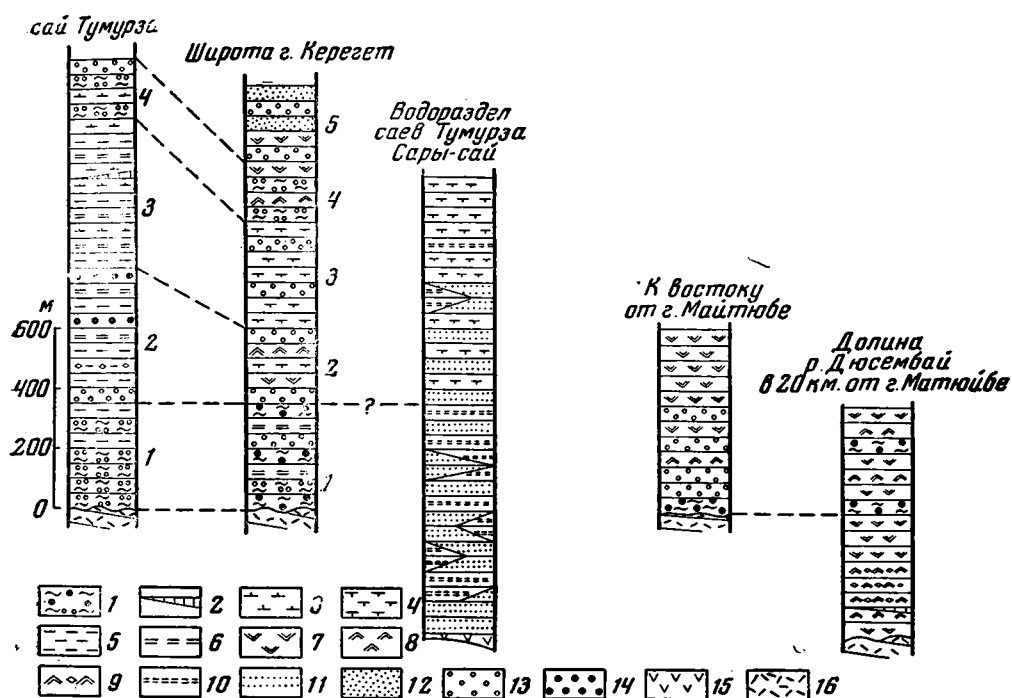
Далее к востоку залегают буроватые кварцитовые, слюдяно-кварцевые и конгломератовые сланцы. Во второй пачке встречено несколько горизонтов светлых зернистых кварцитов и прослой хлорито-альбито-кварцевых сланцев и будинированных кварцитов. В конгломератовых сланцах заключены мелкие обломки и гальки белых мелкозернистых кварцитов, жильного кварца и изредка — голубоватых порфиroidов. Видимая мощность пачки — около 450 м.

Третья пачка пород представлена частым чередованием зеленых актинолито-альбитовых и хлорито-кварцевых, серых буроватых слюдяно-кварцевых, коричневатых тонкозернистых кварцево-карбонатных сланцев с прослоями и линзами мелкокристаллических известняков. Мощность пачки 500 м.

Выше залегают пачка черных и темно-серых графитовых кварцитовых сланцев, переслаивающихся с карбонатными и кварцитовыми сланцами и зелеными, зеленовато-серыми слюдяно-хлорито-кварцевыми сланцами. Мощность четвертой пачки 200 м. Она расположена в осевой части синклинали. Верхняя часть свиты развита южнее сая, но здесь она скрыта под рыхлыми отложениями. Известная суммарная мощность свиты в этом разрезе 1500 м.

В 10 км севернее сая Тумурза на широте горы Керегет в разрезе тумурзинской свиты (см. фиг. 3) происходят заметные фациальные изменения. К тому же, породы здесь более метаморфизованы. В восточном крыле синклинали, близ горы Керегет, на порфироидах дюсембайской

свиты с угловым и азимутальным несогласием залегает пачка кварцитов, чередующихся с графито-кварцевыми и с амфиболо-кварцевыми сланцами. В рельефе резко в виде гряд выступают три горизонта кварцитов. Первый горизонт серых массивных мелкозернистых пород прослежен в основании разреза. Он круто, под углом 75° наклонен к западу. Его видимая мощность 1,5 м. Второй горизонт слагают черные



Фиг. 3. Сопоставление разрезов тумурзинской свиты.

1 — графитосодержащие кварциты и кварцитовые сланцы; 2 — известняки; 3 — кварцево-карбонатные сланцы; 4 — кварцево-тремолитовые и кварцево-диопсидовые породы; 5 — слюдяно-кварцевые сланцы; 6 — различные зеленые сланцы; 7 — амфиболовые сланцы и амфиболиты; 8 — кварцево-биотитовые сланцы; 9 — конгломератные сланцы; 10 — мезократовые микрогнейсы; 11 — лейкократовые микрогнейсы; 12 — полевошпатовые кварциты; 13 — кварцитовые сланцы; 14 — кварциты; 15 — габбро-амфиболиты; 16 — порфириды дюсембайской свиты. Цифры справа — номера пачек пород

графитовые кварциты и кварцитовые сланцы. Третья гряда образована мелкозернистыми кварцитами, частью массивными, частью тонко-слоистыми. Между грядами кварцитов в виде редких гривок обнажены тонкозернистые амфиболо-кварцевые сланцы, маломощные будинированные горизонты белых кварцитов и тонкие горизонты графитовых кварцитов. Общая мощность всей этой пачки с базальными кварцитами составляет 300—350 м.

Выше по разрезу следует пачка кварцитовидных пород, состоящая из буровато-серых и буровато-зеленых тонкоплитчатых кварцитовых сланцев и кварцево-тремолитовых пород. Эти породы чередуются с подчиненными прослоями темно-зеленых кварцевых амфиболитов и амфиболовых сланцев и с маломощными (10—20 см) горизонтами белых зернистых кварцитов, как будинированных, так и ненарушенных. Мощность второй пачки 250 м.

Третья пачка отличается от второй отсутствием амфиболитов и амфиболовых сланцев. Для кварцитовых сланцев и кварцево-тремолитовых пород характерен светло-зеленый цвет на свежем изломе и бурый

на поверхности выветривания. Среди них встречаются кварцево-диопсидовые и диопсидо-тремолитовые породы. Мощность пачки 350 м.

Выше по разрезу залегает пачка кварцитов пород с преобладанием темно-серых, черных тонкозернистых и мелкозернистых графитовых кварцитов и кварцитов сланцев с подчиненными прослоями биотитовых сланцев. Эти породы чередуются с темными зелеными амфиболсодержащими кварцитами и амфиболитами. Мощность пачки 200 м.

Верхнюю часть разреза образуют чередующиеся между собой светлые зеленовато-бурые кварцитовые породы, темно-зеленые кварцевые амфиболиты и лейкократовые полевошпатовые кварциты. Мощность горизонтов светлых розоватых, белых и сероватых полевошпатовых кварцитов от 0,5 до 5 м, редко — более. Наиболее светлые разности представляют собой мелкозернистые существенно кварцевые породы, в составе других — более тонкозернистых и тонкополосчатых, находят значительное количество полевого шпата. Кварцитовые породы и кварцевые амфиболиты подобны отмеченным выше. Мощность пачки — 200—500 м.

Общая мощность тумурзинской свиты в этом разрезе 1300—1350 м.

Сопоставление приведенных разрезов облегчается тем, что нижние пачки графитовых кварцитов и сланцев слагают крылья большой синклинали, в пределах которой благодаря ундуляции шарнира лишь более верхние горизонты тумурзинской свиты залегают в разобщенных, кулисообразно сменяющих друг друга синклиналях. В северном разрезе, на широте горы Керегет, породы метаморфизованы значительно, чем в южном. Чтобы выяснить сходство и различия в разрезах, приходится мысленно сопоставлять близкие по химизму ассоциации породообразующих минералов. Такой методический прием применим даже для более высоко метаморфизованных комплексов пород. Как показали Н. В. Фролова и М. А. Завалишин (1959) на примере докембрия Восточной Сибири, «осадочные породы и после своего метаморфизма, какова бы ни была его степень, сохраняют свои специфические черты: в частности, сохраняют особенности химического состава этих стратиграфических единиц» (стр. 7).

Несмотря на значительные различия в разрезах сая Тумурза и горы Керегет, они могут быть сопоставлены по выделенным пачкам (см. фиг. 3). Нижней пачке графитовых кварцитов сланцев сечения сая Тумурза соответствует пачка с горизонтами графитовых кварцитов основания разреза на широте горы Керегет. Развитие графитсодержащих пород характерно также для четвертых пачек обоих разрезов. Кроме этих образований, хлоритсодержащие породы первого разреза соответствуют амфиболсодержащим породам второго. Вторые пачки, при всем разнообразии их состава, содержат прослои хлорито-кварцевых и хлорито-альбито-кварцевых сланцев в разрезе по сая Тумурза и амфиболовых сланцев и кварцевых амфиболитов — на широте горы Керегет. С достаточным основанием можно сопоставить третьи пачки, где характерными породами являются кварцево-карбонатные сланцы, с одной стороны, и тремолитсодержащие кварцитовидные породы — с другой. Как те, так и другие отличаются значительным первичным содержанием карбонатного материала. Более обоснованное сопоставление разрезов по парагенетическим ассоциациям пород будет проведено ниже.

Аналогов пятой пачки разреза широты горы Керегет на сая Тумурза не известно, так как она перекрыта рыхлыми отложениями. Тем не менее, разрез по сая Тумурза отличается большей мощностью по сравнению с более северным разрезом. Увеличение мощности особенно заметно во второй и третьей пачках.

Сравнение двух приведенных разрезов показывает, что в первом развиты главным образом различные сланцы: графитовые, хлорито-

кварцевые, хлорито-альбито-кварцевые, мусковито-кварцевые и кварцево-карбонатные, тогда как во втором — существенно кварцитовые породы. Среди последних преобладают светлые тремолитосодержащие породы, менее развиты кварцитовидные породы с роговой обманкой и полевым шпатом. Очень характерны для верхней части второго разреза горизонты белых и розоватых полевошпатовых кварцитов.

Еще большие фациальные изменения с увеличением роли лейкократовых пород происходят в антиклинали на водоразделе Тумурза — Сары-сай. Здесь приходится сравнивать с предыдущими разрезами более метаморфизованные и частично гранитизированные породы, превращенные в микрогнейсы, кварцево-диопсидовые, кварцево-тремолитовые породы и слюдяные сланцы. Микрогнейсы очень изменчивы по минералогическому составу как вкрест, так и по простиранию (см. фиг. 29). Кроме первичных фациальных изменений, породы локально превращены в аплито-гнейсы, мелкозернистые гранито-гнейсы и гранодиорито-гнейсы. Некоторые из них были описаны ранее как ортопороды («щелочные аплиты», Е. Л. Бутакова, 1937). Вследствие таких значительных изменений пород здесь можно наметить лишь общие черты строения свиты. К тому же, неизвестно естественное основание разреза, так как в ядре антиклинали залегают сиениты. В нижней части разреза на контакте с сиенитами прослежено пластовое тело темно-зеленых габбро-амфиболитов мощностью от 50 до 200 м. Выше следует горизонт светло-розовых микрогнейсов, мощность которого — до 200 м. Частично по простиранию, частично выше лейкократовые микрогнейсы сменяются светло-серыми, зеленоватыми мезократовыми разностями, и в составе пород, кроме кварца и полевых шпатов, появляются амфибол и эпидот. Эта часть разреза отличается особенно частым чередованием различных типов микрогнейсов. Среди них встречены маломощные согласные тела габбро-амфиболитов. Общая мощность пачки — 750—800 м.

Выше по разрезу, в западной части водораздела, лейкократовые микрогнейсы чередуются с кварцево-диопсидовыми, кварцево-тремолитовыми и диопсидо-тремолитовыми породами, количество которых возрастает к западу. Это светлые голубоватые или зеленоватые на свежем изломе и буроватые на поверхности выветривания зернистые массивные или массивно-полосчатые породы, часто с плитчатой отдельностью. Видимая мощность этой части разреза около 750 м. Общая мощность разреза составляет 1500—1550 м.

Прямое сопоставление этого разреза с приведенными ранее весьма затруднительно. Достоверно лишь, что кварцево-тремолитовые и кварцево-диопсидовые породы бастюбинского разреза могут быть сопоставлены с подобными же породами второй и третьей пачек разреза на широте горы Керегет. Не исключено, что тумурзинской свите соответствует лишь верхняя пачка пород мощностью 750 м.

Ассоциация кварцево-тремолитовых, кварцево-диопсидовых пород и лейкократовых микрогнейсов (полевошпатовых кварцитов) была выделена под названием бастюбинской фации тумурзинской свиты. Породы этой фации, кроме районов горы Керегет и сопки Бастюбе, развиты между сопками Кюйгенжол и Кулаumbai. Здесь так же, как и в районе сопки Бастюбе, они частично гранитизированы.

Менее изменены породы бастюбинской фации западнее горы Акташ. На этом участке в основании разреза залегают полосчатые клиноцитито-актинолитовые породы, то более светлые, то буроватые, зеленоватые, чередующиеся с тремолито-диопсидо-кварцевыми породами. Выше по разрезу преобладают амфиболо-клиноцититовые разности и массивные кварцевые амфиболиты. В верхней части разреза крупнозернистые амфиболиты чередуются со светлыми буроватыми кварцитами. Общая видимая мощность разреза здесь не превышает 350 м.

Разрез собственно тумурзинской свиты, характеризующийся широким развитием зеленосланцевых пород, установлен, кроме долины сая Тумурза, еще в ряде мест. К востоку от горы Майтюбе, у ее подножья, на слюдяных сланцах нижней пачки дюсембайской свиты залегает горизонт серых зернистых кварцитов. Его мощность — 10 м. Выше следует пачка различных кварцитов и кварцитовых сланцев, серых и белых кварцевых, зеленоватых с амфиболом или коричневатых с биотитом и полевым шпатом; вверх по разрезу их сменяют амфиболиты и кварцево-амфиболовые, плагиоклазо-амфиболовые сланцы, слагающие главную часть разреза. Видимая мощность тумурзинской свиты здесь всего лишь 500—600 м, так как далее к западу залегают диориты.

В 18—19 км к югу от горы Майтюбе, в долине р. Дюсембай, в основании разреза обнажены не кварциты, а крупнозернистые амфиболиты, залегающие на нижней пачке порфироидов дюсембайской свиты. Горизонт амфиболитов, мощностью 30 м, сменяется вверх по разрезу пачкой биотитовых сланцев, в нижней части которой встречен прослой светло-серого известняка мощностью 10—12 м. В коричневато-серых сланцах содержится большое количество тонких, часто линзовидных прослоев белых тонкозернистых кварцитов. В обрывах у сая Дюсембай в этих сланцах появляются гальки белых кварцевых и полевошпатовых кварцитов. Плоские гальки ориентированы по слоистости и по толщине не превышают одного сантиметра при трех-четырех сантиметрах по длинной оси. Мощность пачки биотитовых сланцев 200—250 м. Выше по разрезу следует пачка темно-зеленых мелкозернистых амфиболитов и амфиболовых сланцев, в средней части которой встречена маломощная пачка мелкозернистых лейкократовых кварцитовидных сланцев. Мощность пачки амфиболитов и амфиболовых сланцев — 150—200 м. Еще выше залегает первый значительный горизонт черных графитовых кварцитов. Вверх по разрезу кварциты сменяются амфиболитами, амфиболитовыми сланцами с подчиненным развитием кварцево-биотитовых сланцев и редкими прослоями гранато-биотитовых сланцев и известняков. Мощность этой пачки 200 м.

Вторая гряда кварцитов, ясно выраженная в рельефе, сложена черными графитовыми гематитсодержащими кварцитами. Этот горизонт кварцитов, мощностью 50 м, неоднороден по составу. Гематитовые кварциты чередуются с чисто графитовыми разностями.

Выше по разрезу преобладают зеленовато-серые амфиболовые и биотитовые сланцы с маломощными (0,3—0,5 м) линзами скарнированных известняков. Видимая мощность пачки сланцев 100 м. Общая мощность свиты в этом разрезе 700—750 м.

Как видно из краткого описания частных разрезов тумурзинской свиты, они столь разнообразны, что сопоставление по пачкам возможно лишь в пределах одной структуры, образованной этими породами. Разобщенные разрезы могут быть лишь в целом отнесены к тому или иному типу разрезов, какими являются собственно тумурзинский, характеризующийся развитием сланцев, с существенным участием «зеленых» пород, и бастюбинская фация. Последняя отличается развитием кварцитовых пород с заметным количеством лейкократовых полевошпатовых кварцитов.

Такие широкие вариации в составе разрезов свидетельствуют об очень разнообразных условиях осадкообразования. В то же время распространение того или иного типа разреза не случайно. Ассоциация кварцево-тремолитовых, кварцево-диопсидовых пород и полевошпатовых кварцитов приурочена к антиклиналям, а зеленосланцевый тип разреза — к синклиналям.

Нахождение в разрезе свиты конгломератовых сланцев и кварцитов с галькой пород дюсембайской и тумурзинской свит указывает на воз-

никновение локальных участков размыва в тумурзинское время. Тумурзинская свита в целом залегает со значительным размывом и асимметричным несогласием на нижних пачках пород дюсембайской свиты в центральной части района и с меньшим перерывом и согласно на верхних пачках подстилающей свиты — в западной и восточной.

Петрографическая характеристика пород тумурзинской свиты

Наименее метаморфизованные породы типичного разреза тумурзинской свиты обнажены по саю Тумурза. Здесь распространены различные кварциты, графитовые кварцитовые сланцы, слюдяно-кварцевые, карбонатно-кварцевые и зеленые сланцы, известняки и конгломератовые сланцы.

Среди кварцитовых пород наблюдаются серые массивные крупнозернистые и темные неравнозернистые кварциты, ленточно-слоистые и тонкозернистые кварцитовые сланцы.

Крупнозернистые кварциты, массивные породы светло-серого или буроватого цвета, почти нацело состоят из кварца. Крупные, до 1,2—2 мм, округлые зерна его заключены в мелкозернистом агрегате кварца с размером зерен 0,05—0,1 мм. В некоторых разностях тонкие чешуйки мусковита обтекают крупные зерна кварца, создавая линзовидно-полосчатую микротекстуру породы. Кварц обладает волнистым, реже шестовато-мозаичным угасанием. Эти кварциты содержат графит в незначительном количестве или не содержат его совсем. В некоторых разностях присутствуют зерна полевых шпатов. Другие кварциты состоят из равнозернистого агрегата кварца с подчиненным развитием зерен полевых шпатов. Гранобластовая структура пород выражена достаточно отчетливо. Все эти кварциты, очевидно, представляли собой кварцевые песчаники, в некоторых разностях которых присутствовали обломочные зерна полевых шпатов и глинистый или углистый цемент.

Графитовые кварцитовые сланцы отличаются темно-серым или черным цветом и мелкозернистым строением. Они отчетливо тонко- или грубослоисты. В параллельном свете ячейки между неравномерно рассеянным графитовым веществом имеют меньшие размеры, чем зерна кварца, выявляющиеся при скрещенных николях. В отдельных первоначально более крупных зернах заметно обрастание их более мелкими, включающими графитовый материал зернышками кварца. Характерна гранобластовая структура породы с перекристаллизацией зерен кварца. В породе часты пропластки и секущие прожилки метаморфического кварца. Несмотря на перекристаллизацию в ряде разностей, структура породы остается весьма мелкозернистой. Такие породы, по-видимому, представляли собой не терригенные отложения, а произошли из коллоидально-кремнистых образований с заметным содержанием углеродного вещества.

Кварцитовые и слюдяно-кварцевые сланцы, серые с зеленовато-бурым оттенком породы, состоят главным образом из кварца и мусковита. Менее распространены биотит, хлорит, альбит, эпидот (цоизит), рудные минералы, гранат. Мелкочешуйчатый мусковит образует обогащенные прослои, чередующиеся с существенно кварцевыми прослоями. Размеры зерен кварца и чешуек мусковита — 0,04—0,06 мм. Биотит, развитый в некоторых разностях слюдяно-кварцевых сланцев, ориентирован не по сланцеватости породы. Его размеры достигают 0,10—0,12 мм. Он обычно почти нацело замещен пеннином, светлым или зеленоватым в параллельном свете, с аномальными серо-синими цветами интерференции. Альбит, встреченный далеко не во всех разностях слюдяно-кварцевых

сланцев, присутствует в виде отдельных зерен или агрегата одновременно погасающих зерен. Методом симметричного погасания в полисинтетических двойниках установлен альбит № 7—8. В незначительном количестве в виде агрегата зерен находится эпидот. Иногда встречаются длиннопризматические кристаллы псевдооизита с двойниковым строением. Редкие зерна граната по трещинкам замещены хлоритом.

Несколько специфической разновидностью этой группы сланцев являются породы, содержащие хлоритоид. Последний в виде мелких столбчатых кристаллов приурочен к существенно кварцевым прослоям. Структуры пород blastopсаммитовые и лепидогранобластовые. Характерны сланцеватые текстуры.

В светлых зеленовато-бурых карбонатно-кварцевых сланцах карбонат присутствует в виде мелкозернистого бурого агрегата и монокристаллических выделений кальцита. Ориентированное расположение тонколинзовидных агрегатных скоплений карбоната и удлиненных зерен кварца подчеркивает слоистую текстуру породы. В незначительном количестве (не более 5—10%) развиты мусковит, хлорит, альбит и рудные минералы.

Между кварцево-карбонатными, кварцевыми и слюдяно-кварцевыми сланцами можно проследить постепенные переходы. Так, в кварцевых сланцах с постепенным увеличением мусковита появляется отчетливая сланцеватая текстура, и количественные соотношения минералов позволяют относить эту породу к слюдяно-кварцевым сланцам. «Загрязнение» карбонатным материалом приводит к образованию карбонатно-кварцевых сланцев.

Известняки, содержащиеся в разрезе, имеют белый, сероватый цвет и состоят из сплошного агрегата зерен кальцита размером 0,06—0,10 мм, с единичными зернами кварца.

Конгломератовые сланцы содержат гальку порфиридов, белых зернистых кварцитов и жильного кварца в слюдяно-кварцевом цементе. Этот цемент сходен со слюдяно-кварцевыми сланцами.

Своеобразные кварцевые конгломераты слагают пачку мощностью около 100 м на горе Тамдаша. Они на 90—95% состоят из гальки сероватых мелкозернистых кварцитов с очень незначительным количеством зеленовато-серого цемента и с тонкими пропластками кварцитов. Изредка можно встретить гальку жильного кварца. Гальки кварцитов уплощенно линзовидны. В одних прослоях это крупные, очень плоские гальки размером до 15—20 см, в других — до 2—5 см. Тонкими пропластками их облекает хлорито-мусковито-кварцевый цемент. Прослой кварцитов, мощностью в несколько сантиметров, состоят из такого же мелкозернистого агрегата кварца, которым сложены гальки.

Зеленые сланцы состоят из кварца, альбита, актинолита и хлорита, развитых в различных количественных соотношениях. Второстепенными минералами являются мусковит, биотит, кальцит, эпидот, рудные и иногда кварц. Актинолит находится в виде мелких тонких кристаллов и лучистых сростков. Его светло-зеленые кристаллы развиваются на фоне агрегата бледно-зеленого хлорита. Сростки актинолита достигают 0,12—0,15 мм. Хлорит типа пеннина обладает аномальными серыми цветами интерференции. Альбит присутствует в виде зерен и мелких порфиробластов изометричной формы, но без кристаллографических ограничений. Мелкие чешуйки мусковита рассеяны в массе породы. Кварц иногда слагает до 50% породы, в других же разностях полностью отсутствует. В хлорито-кварцевых сланцах были встречены единичные длиннопризматические зерна турмалина. Он имеет зелено-бурую окраску и характерную схему абсорбции, обратную биотиту. Структура породы нематогранобластовая.

В разрезе тумурзинской свиты к северо-западу от горы Канттюбе, на сая Тумурза, у пересечения рекой Дюсембай полосы выходов кварцитов, к юго-западу от горы Алтуайт и на горе Майтюбе были обнаружены известняки. Они залегают в виде линз и редких прослоев мощностью не более 1—2 м. Это мелкокристаллические белые, серые или буроватые породы, массивные, реже полосчатые. В районе гор Алтуайт и Майтюбе и к северо-западу от сопки Канттюбе встречены мелкие линзовидные тела гранатовых скарнов с эпидотом и кальцитом.

Как можно видеть из описания пород района сая Тумурза, они метаморфизованы относительно слабо и представлены следующими ассоциациями:

I — биотит — мусковит — кварц;

II — мусковит — биотит — хлоритоид — кварц;

III — актинолит — альбит — хлорит — биотит.

Эти ассоциации отвечают биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (Тернер, 1951). При этом актинолит развивается по хлориту, лишь частично замещая его. Чешуйки биотита располагаются не по сланцеватости породы. Таким образом, эти минералы биотит-хлоритовой субфации указывают на прогрессивный характер метаморфизма в породах тумурзинской свиты. Однако наблюдается замещение биотита хлоритом и развитие мусковита. Эти минералы характеризуют мусковит-хлоритовую субфацию и свидетельствуют о последующем регрессивном метаморфизме пород тумурзинской свиты.

При всем разнообразии пород в разрезе свиты можно выделить по минералогическим ассоциациям ряд типов, которые соответствуют пелитовым, известковистым и зеленым сланцам. Ассоциации биотит — мусковит — кварц и мусковит — биотит — хлоритоид — кварц характеризуют пелитовые сланцы с избытком (I) и недостатком (II) K_2O . Кальцит — кварц типичны для известковистых сланцев. Парагенезис актинолит — альбит — хлорит — биотит (кварц) развит в зеленых сланцах.

В разрезе на широте горы Керегет, в 10 км севернее сая Тумурза, породы метаморфизованы значительно сильнее. Они отличаются более крупнозернистыми структурами и развитием таких минералов, как тремолит, актинолит, диопсид, волластонит, эпидот, клиноцоизит и альбит-олигоклаз.

Существенная часть разреза на широте горы Керегет сложена тремолит(актинолит)-содержащими кварцитовыми сланцами и кварцитами. В верхней части разреза они чередуются с амфиболитами и полевошпатовыми кварцитами. В подчиненном количестве встречены биотитовые, графито-биотитовые кварцитовые сланцы, кварцевые амфиболиты, диопсидсодержащие породы.

Тремолитсодержащие кварцитовые сланцы и кварциты представляют собой сланцеватые или массивные, буроватые на поверхности выветривания, светлые зеленовато-серые на свежем изломе породы с яснозернистым строением. Они очень эффектны под микроскопом благодаря широкому развитию тремолита с яркими интерференционными окрасками, клиноцоизита с индиговосиними цветами интерференции на фоне мозаичного агрегата кварца. В некоторых разностях присутствует мусковит. Тремолит бесцветный в параллельном свете, находится в виде шестовато-лучистых, лишенных концевых граней выделений. В отдельных участках он образует спутанно-волокнустый агрегат. Тремолит характеризуется яркими интерференционными окрасками второго порядка, $c : Ng = 16—17^\circ$. Мелкозернистый агрегат клиноцоизита с аномальными бурыми и индигово-синими цветами приурочен к прослоям, обогащенным тремолитом. С ними же ассоциируют в небольшом количестве рудные минералы, графит и сфен. В породе наблюдается слабо

выраженная сланцеватая текстура. Размер зерен колеблется от 0,10 до 0,25 мм. Эти породы, очевидно, представляли собой песчаники и сланцы с существенным содержанием карбонатного материала. Они легко могут быть сопоставлены по составу с кварцево-карбонатными сланцами разреза сая Тумурза.

В других разностях амфиболсодержащих пород, более ярко окрашенных в зеленый цвет, тремолит сменяется актинолитом. В этой группе пород преобладают кварцитовые разности, реже встречаются кварцево-актинолитовые сланцы. Актинолит имеет светло-зеленый цвет и плеохроирует от сине-зеленого по *Ng* до светло-зеленого по *Np*. В породе сохраняется та же нематорганобластовая микроструктура.

По направлению к Канттюбинскому диоритовому массиву появляются роговообманковые породы. В их составе наблюдаются большие вариации в содержании кварца, амфибола и плагиоклаза. От пород, содержащих 60—65% кварца, можно видеть переходы к породам типа кварцевых амфиболитов, в которых содержание кварца не более 10—15%. Иногда наблюдается тонкое чередование прослоев существенно амфиболовых с лейкократовыми. Амфибол в них достигает 0,8—1 мм, но содержит включения зерен кварца, что указывает на бластическое образование амфибола. В этих породах в заметном количестве присутствует клиноцоизит. Сфен и рудный минерал рассеяны в массе породы.

В кварцево-диопсидо-амфиболовых породах амфибол, слагающий главную массу породы, представлен бурой роговой обманкой. Ее субтаблитчатые широко призматические зерна плеохроируют от зеленовато-бурого по *Ng* до бесцветного по *Np*. Единичные пойкилобластовые зерна роговой обманки, размером до 1,2 мм, включают мелкие, различно ориентированные изометричные зерна диопсида. Его зерна с грубыми трещинами спайности, бесцветные в параллельном свете, в размерах не превышают 0,10—0,15 мм. Порода имеет панидиобластовую, в отдельных участках пойкилобластовую микроструктуру и массивную текстуру.

Наиболее «зелеными» породами разреза являются актинолитовые амфиболиты и биотито-плагиоклазо-амфиболовые сланцы. Первые состоят из светлоокрашенного актинолита и подчиненного количества плагиоклаза, клиноцоизита и хлорита. Тонкопризматический игольчатый амфибол то чередуется с мелкими зернами плагиоклаза и клиноцоизита, то создает почти мономинеральные прослои с отдельными своеобразными порфиробластами, не имеющими четких ограничений.

В биотито-амфиболо-плагиоклазовых сланцах амфибол представлен роговой обманкой, которая заметно корродирована плагиоклазом. Последний же, несмотря на частичное замещение агрегатом клиноцоизита, в более свежих участках подвергается слабой мусковитизации. Мелкие чешуйки биотита несколько хлоритизированы, но еще заметен плеохроизм биотита в бурых тонах.

Графито-биотито-кварцевые сланцы — тонкослоистые породы, с чередованием почти мономинеральных биотитовых и кварцевых слоев. Графитовое вещество рассеяно в виде очень мелких зерен. В кордиерито-биотито-кварцевых сланцах оно создает тонкослоистую текстуру, которая просвечивает и в крупных таблитчатых порфиробластах биотита и зернах кордиерита. Биотит плеохроирует в коричневатых тонах. Частично он замещен бесцветным пеннином. В зернах кордиерита заметно полисинтетически двойниковое строение. Отдельные более крупные его выделения образуют пойкилобласты с включениями зерен турмалина и чешуек биотита.

В верхней пачке графитсодержащих пород в разрезе на широте горы Керегет, кроме графито-биотито-кварцевых и кордиерито-биоти-

то-кварцевых сланцев, встречены своеобразные породы с большим содержанием графита. Через его мелкозернистый агрегат, как через густую вуаль, просвечивают крупные длиннопризматические выделения актинолита с яркими цветами интерференции. Кроме этих минералов, в породе содержится лишь незначительное количество клиноцоизита.

Полевощпатовые кварциты и микрокварциты в разрезе на широте горы Керегет состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и мусковита. В подчиненном количестве присутствуют клиноцоизит, биотит и рудные минералы. Собственно тонкозернистые кварциты содержат полевых шпатов не более 10—20% и некоторое количество мусковита. В других разностях полевые шпаты составляют до 60% породы. Плагиоклаз редко имеет двойниковое строение, обычно несколько пелитизирован. По составу он отвечает альбит-олигоклазу, имея показатель преломления меньший, чем у кварца. В породе наблюдается чередование прослоев, относительно обогащенных то кварцем, то полевыми шпатами, то биотитом, благодаря чему заметна слоистая текстура породы. Биотит плеохроирует от темного до светлого зеленовато-бурого цвета. Мусковит развивается по плагиоклазу в виде характерных ажурных таблитчатых выделений и в своем расположении часто не следует общей сланцеватости породы. Клиноцоизит находится в виде мелкозернистого агрегата зёрен, приуроченного к скоплениям биотита. Породы более или менее равномернозернисты, с размером зёрен 0,03—0,07 мм, за исключением крупных чешуек мусковита и редких порфиробластических новообразований плагиоклаза. Породы имеют гранобластовую и микролепидогранобластовую структуру. Слоистые текстуры и значительные вариации состава свидетельствуют об осадочном происхождении пород, а большая роль плагиоклаза может указывать на туфогенную природу лейкократовых слоистых кварцево-полевощпатовых пород. В этом разрезе наблюдается относительно слабая перекристаллизация пород с образованием единичных порфиробластов плагиоклаза.

Таким образом, в породах этого разреза наблюдаются следующие характерные ассоциации минералов:

- I — тремолит — клиноцоизит — кварц.
- II — актинолит — клиноцоизит — кварц.
- III — актинолит — клиноцоизит — биотит.
- IV — диопсид — роговая обманка — плагиоклаз — кварц.
- V — роговая обманка — эпидот — плагиоклаз — кварц.
- VI — кварц — альбит-олигоклаз — микроклин — мусковит.
- VII — кварц — альбит — биотит — мусковит.

Ассоциации I—III отвечают альбит-эпидот-амфиболитовой фации, IV—V — амфиболитовой фации. Последняя проявлена близ массивов диоритов. Она отражает прогрессивный метаморфизм пород.

Такие минералы, как хлорит и в ряде пород вторичный мусковит, развиты слабо. Это указывает на некоторое проявление регрессивного метаморфизма в разрезе на широте горы Керегет. По сравнению с разрезом на саяе Тумурза, ассоциации отмеченных выше минералов в разрезе на широте сопки Канттюбе свидетельствуют о существенно проявившемся прогрессивном метаморфизме.

Широко распространенный в породах парагенезис тремолит (актинолит) — клиноцоизит — кварц характеризует кальцитовые сланцы (Тернер, 1951). Развитие бесцветного моноклинного амфибола и клиноцоизита вместо эпидота указывает на относительную бедность этих пород FeO и Fe_2O_3 . Ассоциация IV, содержащая диопсид, также, по видимому, может быть отнесена к этой группе пород.

Ассоциации III и V являются характерными для разных типов амфиболитов. Большое разнообразие в количественно-минералогических

соотношениях этих пород и слоистые текстуры указывают на то, что это осадочные образования.

Парагенезисы VI—VII характерны для псаммитовых и полупелитовых кварцсодержащих пород с избытком K_2O (Тернер, 1951).

Таким образом, несмотря на различную интенсивность метаморфизма в разрезах типичной тумурзинской свиты и бастюбинской фации выделяются пелитовые, полупелитовые породы, известковистые сланцы и зеленые сланцы (амфиболиты).

Само разнообразие минералогического состава пород тумурзинской свиты указывает на большую пестроту первоначальных отложений, среди которых, очевидно, были различные песчаники и сланцы, туфогенные, как кислые, так и средние, и карбонатные (мергелистые) породы, а также известняки. Слоистые текстуры пород также свидетельствуют об осадочном образовании отложений тумурзинской свиты.

КАРСАКПАЙСКАЯ СЕРИЯ (Pt_2)

Эта серия включает сарысайскую, татпенскую, белжудукскую, кумолинскую, керегетасскую, бурмашинскую и карсакпайскую свиты. Разделение кислых вулканогенных образований в основании верхнего протерозоя на две свиты — сарысайскую и татпенскую не является общепринятым. Н. А. Штрейс (1960) и М. С. Марков (1958) описали весь этот комплекс пород под названием татпенской свиты. Кроме того, существуют разные решения о возрастном положении кислых вулканогенных пород на отдельных участках. Эти вопросы будут разобраны ниже, при описании соответствующих свит. Более подробно будет изложена нижняя часть разреза карсакпайской серии и совсем кратко верхняя, как имеющая второстепенное значение для решения поставленных вопросов.

Сарысайская свита (Pt_{2sr})

Сарысайская свита кислых вулканогенных пород распространена в северо-западной и юго-восточной частях района. Она залегает в крыльях Майтубинского антиклинария.

Соотношение сарысайской свиты с подстилающими породами в северо-западной части района можно наблюдать лишь к западу от горы Актас и на правом борту р. Байконур, против устья сая Тумурза, где липаритовые порфиры и фельзит-порфиры покрывают отложения тумурзинской свиты. Судя по простирациям пород, образования обеих свит залегают без азимутальных несогласий. В остальных участках породы сарысайской свиты находятся в контакте с гранитами, подвергаясь их активному воздействию.

В виде обособленной площади липаритовые порфиры обнажены в среднем течении сая Татпен. Здесь они лежат также без видимого азимутального несогласия на породах тумурзинской свиты в ядре синклинали.

В северо-западной части района породы сарысайской свиты покрываются кислыми вулканогенными образованиями. Как те, так и другие А. Л. Книппер (1963) отнес к татпенской свите, а еще ранее Н. А. Штрейс и М. С. Марков в 1953 г. выделили их под названием сарысайской свиты. Разделение ее на две свиты произведено на основании того, что на водоразделе р. Байконур и сая Коксу было установлено азимутальное несогласие между горизонтами лаваагломератов и темно-серых туфосланцев (фиг. 4). В двух-трех километрах к северо-западу от горы Акшоки в горизонте лаваагломератов, слагающих цепь пологих сопок, меридиональное простираание сменяется северо-западным, затем северо-восточным. Горизонт же темно-серых туфосланцев,

обнажающихся западнее, имеет меридиональное простирание и при этом залегает то на фельзит-порфирах, то на лаваагломератах. Такие соотношения привели к необходимости выделения двух разновозрастных свит. Породы нижней толщи отвечают сарысайской свите. Лежащие выше кислые вулканогенные породы отнесены к лакбайской свите, так как по своему структурному положению они тяготеют к рифейским образованиям.

В юго-восточной части района соотношения сарысайской свиты с подстилающей ее тумурзинской свитой лучше всего наблюдаются к востоку от широтных изгибов р. Дюсембай (фиг. 5). Здесь фельзитовые липаритовые порфиры залегают согласно на кварцитах тумурзинской свиты. В районе горы Аккерегетас породы сарысайской свиты ложатся непосредственно на отложения нижнего горизонта тумурзинской свиты. В то же время в 15—16 км севернее они залегают на ее верхних горизонтах. Таким образом, несмотря на то, что азимутальные несогласия не выражены, сарысайская свита залегает трансгрессивно.

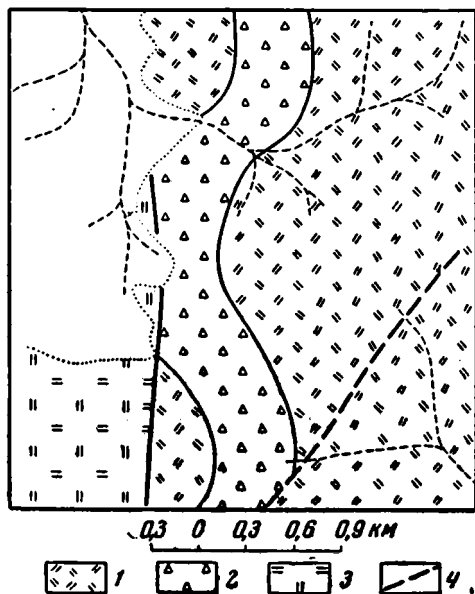
Характерными для сарысайской свиты породами как в западной, так и в восточной частях района являются массивные липаритовые порфиры. Это плотные лиловато-серые или зеленовато-серые породы, с вкрапленниками кварца и полевых шпатов в мелкозернистой основной массе.

В восточных разрезах к основанию этой свиты отнесены конгломераты, обнаженные в левом борту сая Тумурза и в верховьях левых притоков р. Дюсембай.

В западных разрезах сарысайской свиты кислые эффузивные образования достигают большой мощности и разнообразия в текстурных особенностях. Наряду с хорошо раскристаллизованными крупнопорфировыми лавами широко распространены фельзит-порфиры и афировые флюидалные лавы. Встречены также горизонты лаваагломератов с обильными мелкими обломками кислых эффузивных пород. Перечисленные разности слагают мощные пачки довольно однообразных по внешнему облику пород. Они обнажены плохо, большей частью в виде мелких коренных выходов и развалов щебенки, за исключением участков, пересеченных долинами рек Байконур и Дюсембай.

В районе р. Байконур нижняя часть свиты сложена липаритовыми порфирами, которые севернее сменяются по простиранию фельзит-порфирами и сферолитовыми лавами. Это массивные фиолетовые, лилово-серые породы с флюидалной текстурой. В сферолитовых лавах сферолиты часто различимы макроскопически. Породы характеризуются порфировыми и сферолитовыми структурами с фельзитовой, криптокристаллической основной массой.

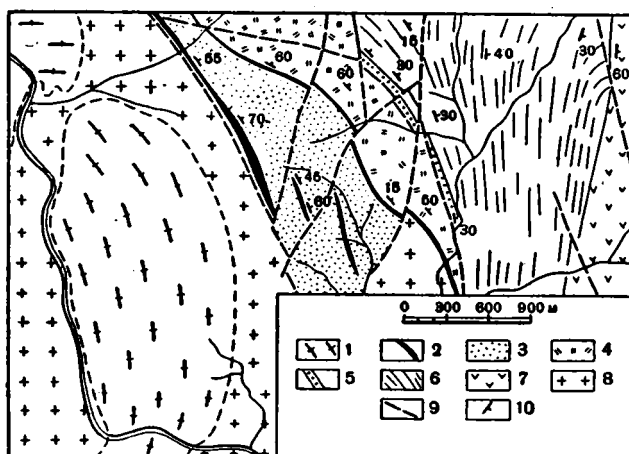
В двух километрах к востоку от впадения Сары-сая в р. Байконур, на правом его берегу, М. С. Марков и Н. А. Штрейс в 1953 г.



Фиг. 4. Азимутальное несогласие между породами сарысайской (1, 2) и лакбайской (3) свитами; разрывные нарушения (4). Водораздел р. Байконур — сая Коксу

наблюдали туфобрекнии с обломками и гальками графито-кварцевых и кварцево-сланцевых сланцев, мраморов, диабазов и гранито-гнейсов.

В верхней части разреза появляются горизонты агломератных туфов и лаваагломератов с фельзитовым и сферолитовым цементом. В мелких обломках присутствуют относительно более раскристаллизованные кислые лавы и обломочные зерна кварца. Общая мощность сарысайской свиты в западной части района около 1500 м.



Фиг. 5. Схематическая карта геологического строения участка к востоку от р. Дюсембай

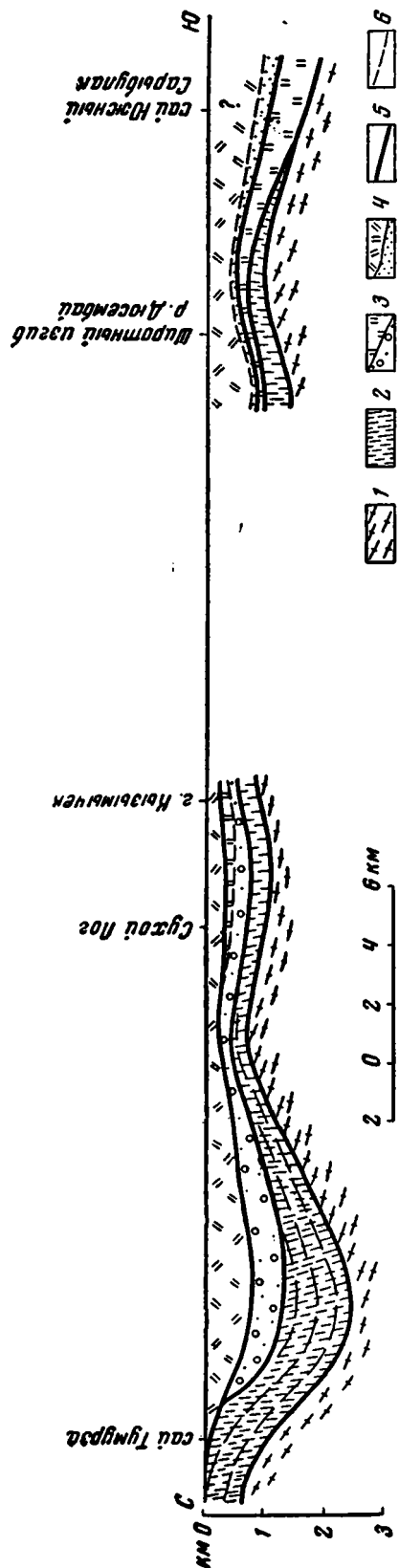
1 — гнейсы дюсембайской свиты; 2 — кварциты тумурзинской свиты; 3 — кварцитовые сланцы тумурзинской свиты; 4 — породы сарысайской свиты; 5 — кварциты татпенской свиты; 6 — порфиронды татпенской свиты; 7 — сланцы и порфироиды белкудукской свиты; 8 — гранито-гнейсы; 9 — разрывные нарушения; 10 — элементы залегания пород

В восточных разрезах сарысайской свиты мощность кислых вулканогенных пород заметно меньше и они менее разнообразны. К тому же, в ряде разрезов в основании свиты залегают конгломераты. Они лучше всего обнаружены в левом борту сая Тумурза. Это зеленовато-серые породы с обильной несортированной галькой светлых буроватых кварцитов, серых известняков, принадлежащих отложениям тумурзинской свиты, порфироидов дюсембайской свиты, жильного кварца, гранитизированных кварцитов и гранито-гнейсов. Размеры гальки варьируют от 3—5 см до валунов в 30—40 см. Мелкая галька обычно имеет плоскую эллипсовидную форму, крупные валуны шаровидны. Зеленовато-серый цемент конгломератов представляет собой слюдяно-кварцевые, слюдяно-хлорито-кварцевые сланцы, иногда пльчатые. Мощность конгломератов в этом разрезе около 600 м. К югу их видимая мощность убывает до 300—350 м.

Наибольшая мощность эффузивной части разреза представлена на саяе Южный Сары-Булак. Здесь преобладают массивные голубовато-серые липаритовые порфиры с мелкими вкрапленниками кварца и полевых шпатов. Они чередуются с белыми и зеленоватыми липаритовыми порфирами. Севернее, у широтного изгиба р. Дюсембай, массивные липаритовые порфиры приобретают более фельзитовый облик, а в 4,5 км к северо-западу от горы Кызымчек они представляют собой фельзит-порфиры с очень мелкими и редкими вкрапленниками. Видимая мощность их в последнем разрезе не более 100—150 м, тогда как в южном — не менее 600 м.

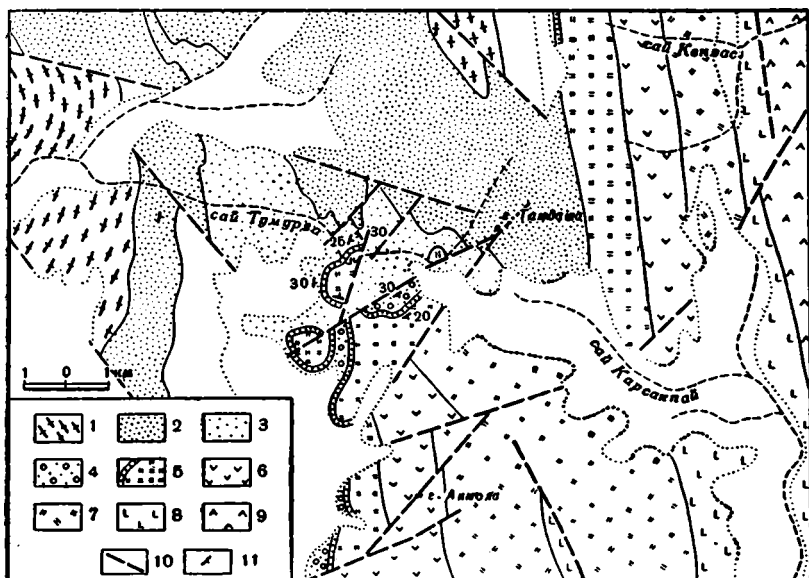
Таким образом, в строении восточных разрезов сарысайской свиты наблюдаются значительные фациальные изменения по простиранию (фиг. 6). Мощность шестисотметровой пачки конгломератов в разрезе по саяу Тумурза в 17 км к югу уменьшается до 300—350 м и к югу от горы Кызымчек она полностью выклинивается. Обратные соотношения в изменении мощности наблюдаются в эффузивной части разреза. С юга на север мощность пород уменьшается, и они становятся менее раскристаллизованными. По сравнению с восточными разрезами в западных наблюдается большее разнообразие среди массивных кислых вулканогенных образований, но отсутствуют конгломераты.

В более ранних работах Н. А. Штрейс и М. С. Марков считали конгломераты и покрывающие их серые, лиловатые кислые лавы образованиями сарысайской свиты. Впоследствии Н. А. Штрейс (1960₁) и М. С. Марков (1962) отнесли конгломераты, развитые в левом борту сая Тумурза и в районе горы Акмола, к тумурзинской свите, считая их идентичными конгломератовым сланцам, отмеченным нами в разрезе второй пачки тумурзинской свиты. Действительно, слюдяно-кварцевый цемент, иногда с хлоритом, в конгломератах и конгломератовых сланцах очень сходен. Но в конгломератах левого борта сая Тумурза галька существенно отличается по составу пород. Кроме кварцитов и порфиroidов, здесь встречены гранитизированные кварциты и гранито-гнейсы. Галька очень обильна и часто имеет размеры валунов 30—40 см. Эти отличия сами по себе еще не могут быть решающими для отнесения конгломератов в другую свиту. Поэтому рассмотрим их структурное положение. Расчленение тумурзинской свиты на пачки и картирование их по площади в крупном масштабе



Фиг. 6. Изменения мощностей и фаций сарысайской и татпенской свит в меридиональном направлении.

1 — дюсембайская свита; 2 — тумурзинская свита; 3 — сарысайская свита; 4 — татпенская свита; 5 — границы свит; 6 — границы пачек в пределах свит



Фиг. 7. Схематическая карта геологического строения участка верховьев сая Тумурза.

1 — дюсембайская свита; 2, 3 — I, II и III, IV пачки тумурзинской свиты; 4 — конгломерат сарысайской свиты; 5 — татпенская свита; 6 — белкудукская свита; 7 — кумолинская свита; 8 — кергетасская свита; 9 — бурмашинская свита; 10 — разрывные нарушения; 11 — элементы залегания пород

позволило установить в деталях тектоническую структуру участка верховьев сая Тумурза. Как видно на фиг. 7, конгломераты распространены в поле развития верхних пачек тумурзинской свиты, в области погружения Тамдашинской синклинали в сторону Карсакпайского синклинория. В левом борту сая Тумурза в горизонтах слюдяно-кварцевых сланцев, являющихся цементом конгломератов, установлены пологие углы до 30° падения к юго-востоку. В верхней части рельефа в левом борту сая конгломераты перекрыты горизонтом серых кварцитов, мощностью 0,5—0,7 м, падающим к югу, юго-востоку под углами 15° — 20° . Кварциты лежат в основании разреза порфиroidов, отнесенных к татпенской свите. При прослеживании конгломератов от левобережья сая Тумурза на севере до последних известных выходов на широте гор Актастобе на юге, можно видеть, что их прерывистая полоса выходов подстилает отложения верхнего протерозоя. Таким образом, очевидно, эти конгломераты не входят в состав тумурзинской свиты и являются более молодыми образованиями.

Петрографическая характеристика пород сарысайской свиты

Конгломераты, слагающие нижнюю часть восточных разрезов сарысайской свиты, состоят из разнородной по составу и размерам гальки и кварцево-слюдяного цемента. В одних горизонтах цемент преобладает, и в кварцево-слюдяных, кварцево-хлоритовых сланцах находятся отдельные крупные и мелкие гальки. В других — гальки преобладают над цементом. При изучении под микроскопом цемента конгломератов установлено, что он состоит из тонкозернистого агрегата серицита, хлорита, кварца, в меньшем количестве альбита, карбоната, эпидота и рудных минералов. Чешуйчатые минералы образуют обогащенные прослои. Микроструктура цемента бластописаммитовая.

Порфиroidы, кварциты и известняки, находящиеся в гальке, не отличаются от соответствующих пород дюсембайской и тумурзинской свит. Гранитизированные кварциты и гранито-гнейсы из галек имеют гетеробластовые, порфиробластовые структуры. Более крупные порфиробласты полевых шпатов и кварца без кристаллографических ограничений чередуются с более мелким агрегатом зерен тех же минералов.

Липаритовые порфиры восточных разрезов представляют собой породы с мелкозернистой основной массой и вкрапленниками калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Эти вкрапленники составляют не более 15—20% породы, размеры их 1,0—2,5 мм. Часто в них наблюдается дробление с относительным смещением отдельных их частей. Во вкрапленниках преобладает калиевый полевой шпат, менее распространен кварц, плагиоклаз же встречается не во всех разностях. Калиевый полевой шпат вкрапленников обычно пелитизирован, и микроклиновая решетка не наблюдается. Очень характерны для вкрапленников «кружевные» каемки нарастания мелких зерен калиевого полевого шпата основной массы с погасанием, одновременным погасанию во вкрапленнике. Эти каемки включают и мелкие зерна кварца, различно оптически ориентированные, создающие пойкилобластовую структуру каймы. Такие ажурные очертания вкрапленников свидетельствуют не о коррозии кварцем калиевого полевого шпата, а об обрастании первичных вкрапленников, кристаллографические контуры которых остаются различимыми. В виде мелких новообразований размером 0,2 мм такие пойкилобластовые участки встречаются и в основной массе породы. Во вкрапленниках калиевого полевого шпата иногда наблюдается простое двойниковое строение, и лишь изредка заметно микропертитовое строение с пертитамы замещения.

Плагиоклаз во вкрапленниках находится в виде субтаблитчатых выделений с полисинтетически двойниковым строением. Методом симметричного погасания он определен как альбит-олигоклаз. Он незначительно замещен мусковитом. Вкрапленники кварца округлы и часто резорбированы основной массой. Кварц обладает волнистым погасанием.

Мелкозернистая основная масса липаритовых порфиров полностью раскристаллизована. Она состоит из мелких зерен кварца, размером 0,02—0,05 мм, и полевого шпата с низким показателем преломления, очевидно, калиевого полевого шпата, а также отмеченных выше мелких пойкилобластовых новообразований. В участках, где их много, наблюдаются почти мономинеральные скопления зерен кварца, более крупных, чем их средний размер в основной массе. Такие «рафинированные» скопления кварца, по-видимому, образуются в связи с сегрегацией калиевого полевого шпата в прилежащих пойкилобластовых новообразованиях. В основной массе пород в небольшом количестве содержатся мелкие чешуйки мусковита и рассеянные рудные минералы. В некоторых разностях развит биотит, который своим ориентированным расположением подчеркивает флюидальную текстуру породы. Биотит плеохроирует в зеленовато-бурых тонах. Акцессорные минералы присутствуют в незначительном количестве. Липаритовые порфиры характеризуются гетеропорфировой структурой, с микроаплитовой основной массой, в которой развиты микропойкилобластовые участки. Фельзит-порфиры отличаются криптокристаллической структурой основной массы и содержат очень редкие мелкие вкрапленники кварца и полевых шпатов. В основной массе заметна флюидальная текстура благодаря некоторой вариации в размерах зерен. Агломератных и сферолитовых пород в восточных разрезах не наблюдалось.

В западных разрезах эффузивные породы очень разнообразны.

Липаритовые порфиры, слагающие существенную часть разреза к западу от р. Байконур, представляют собой полифировые породы, содержащие до 30—35% вкрапленников (см. фиг. 26, а). Среди них резко преобладает микроклин, в меньшем количестве находятся кварц и плагиоклаз. Последний присутствует не во всех разностях.

Вкрапленники микроклина достигают 2—3 мм, чаще же распространены более мелкие. Они иногда катаклазированы со смещением отдельных частей их относительно друг друга. Калиевый полевой шпат слабо пелитизирован, и микроклиновая решетка наблюдается не всегда. Вкрапленники кварца часто резорбированы основной массой. Кварц имеет волнистое погасание и отчасти гранулирован. Вкрапленники плагиоклаза имеют более мелкие размеры, чем вкрапленники калиевого полевого шпата. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован и лишь слабо замещен серицитом и клиноцоизитом. По симметричному углу погасания 13—15° определен альбит — олигоклаз.

Вкрапленники в фельзит-порфирах отличаются меньшими размерами и развиты в незначительном количестве.

В ряде участков в западной части района встречены кварцевые порфиры с вкрапленниками микроклин-пертита. Пертиты находятся в виде поперечных к длинной оси веретеновидных вросков. Альбит пертитов тонко полисинтетически сдвойникован. В таких породах основная ткань заметно более крупнозерниста. Особенно обильны пертиты замещения в микроклине гранит-порфиров. В них порфировидные выделения микроклин-пертита достигают 3—4 мм.

В составе основной массы липаритовых порфиров находятся кварц, калинатровый полевой шпат и альбит. В виде второстепенных минералов развиты мелкочешуйчатые мусковит и биотит. Из аксессуарных минералов встречены сфен и циркон. Структура основной массы липаритовых порфиров варьирует от микрофельзитовой до полнокристаллической микроаплитовой. Размеры зерен меняются в широких пределах. В липаритовых порфирах они достигают 0,03—0,07 мм. В фельзит-порфирах их размер еще более мелкий. В породах, приближающихся к гранит-порфирам, основная масса микрогранитовая, с размером зерен до первых десятков миллиметров. Между всеми этими породами существуют постепенные переходы. Наряду с разной степенью раскристаллизации основной массы этих излившихся пород заметны признаки собирательной перекристаллизации минералов, с образованием зерен очень неправильной формы, мелких агрегатных скоплений и даже пойкилобластовых прорастаний. Перекристаллизация в основной массе обычна в тех разностях пород, в которых развиты микроклин-пертиты. Эти изменения, очевидно, связаны с контактовым воздействием гранитов Актасского массива.

Встречающиеся в средней и верхней частях сарысайской свиты сферолитовые афировые лавы с флюидално полосчатым строением состоят из полос нечетких сферолитов волокнистого и радиально-лучистого строения, чередующихся с полосами микрофельзитовой структуры. В одних разностях вся масса породы имеет сферолитовое строение, в других же прослои их чередуются с прослоями раскристаллизованной основной массы, содержащей зерна кварца, плагиоклаза и чешуйки серицита. Встречаются массивные разности с микрофельзитовой основной массой с отдельными крупными сферолитами размером до 3—4 мм.

Сферолиты образованы неиндивидуализированным веществом с показателем преломления, меньшим, чем у канадского бальзама. В других разностях, при значительном увеличении под микроскопом, заметно, что псевдосферолиты состоят из микрогранофировых прорастаний кварца и калиевого полевого шпата.

Агломератные породы очень разнообразны. Среди них встречаются лаваагломераты с микрофелъзитовой основной массой с флюидалной текстурой. Обломки состоят также из кислых эффузивных пород. Их размеры не превышают 1—2 см. В отдельных горизонтах они очень обильны, в других единичны. В туфоагломератах порода в основном состоит из обломков эффузивных пород, раскристаллизованных в различной мере, и обломков кварца и полевых шпатов. Цемент представляет собой очень тонкозернистый адиагностичный агрегат зерен.

Сопоставление химических составов сарысайских лав с кварцевыми порфирами, по Дели, показывает (табл. 2), что изучавшиеся породы обладают большими параметрами a , выражающими сумму щелочей, и небольшим содержанием c , характеризующим развитие CaO . Заметно относительно небольшое содержание цветных компонентов. Сравнение этих немногочисленных анализов с анализами порфиридов джусембайской свиты показывает, что среди первых встречаются более щелочные разновидности пород. В то же время породы сарысайской свиты отличаются меньшим содержанием мафических компонентов, меньшим параметром b .

Татпенская свита (Pt_2tt)

К этой свите мы отнесли кислые вулканогенно-осадочные образования, отличающиеся от массивных пород сарысайской свиты своими полосчатыми и сланцеватыми текстурами. Породы татпенской свиты распространены лишь в восточном крыле Майтубинского антиклинория и прослежены с перерывами от гор Бусторау на севере до сая Южный Сары-Булак на юге.

Непосредственные соотношения татпенской свиты с подстилающими породами сарысайской свиты наблюдаются у широтных изгибов. р. Джусембай (см. фиг. 5). Здесь массивные фелъзитовые порфиры покрываются сланцеватыми порфироидами, с пачкой кварцитов и кварцитовых сланцев в основании. Между простирающими массивных

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) пород сарысайской свиты

Компоненты	XIIIa	XIIIб	XIIIв
SiO_2	71,24	72,82	74,09
TiO_2	0,22	0,55	0,20
Al_2O_3	15,08	14,55	12,71
Fe_2O_3	1,18	0,64	1,06
FeO	0,90	1,12	1,56
MnO	—	—	0,01
MgO	0,17	0,14	0,01
CaO	0,32	0,46	0,70
Na_2O	4,95	4,76	2,52
K_2O	5,07	4,68	4,60
H_2O^-	0,04	0,28	—
H_2O^+	0,48	0,17	—
Прочие . .	—	0,08	0,40
Сумма	99,66	100,24	98,06

Параметры по А. Н. Заварицкому

	XIIIa	XIIIб	XIIIв	1г	1д
s	78,8	80,1	81,6	80,1	81,0
a	17,7	15,7	11,7	12,6	13,8
c	0,3	0,6	0,9	1,6	1,4
b	3,2	3,6	5,8	5,7	3,8

XIIIa — обр. 7646 — липаритовый порфир, к западу от р. Байконур. Аналитик М. Н. Вепринцева, 1955 г. XIIIб — обр. 7796 — липаритовый порфир, к западу от р. Байконур. Аналитик Е. С. Шишова, 1957 г.; XIIIв — обр. 1617 — липаритовый порфир, сая Южный Сары-Булак. Аналитик А. Ф. Колчанова, 1957 г.; 1г, 1д — см. табл. 1.

Липаритовые порфиры, слагающие существенную часть разреза к западу от р. Байконур, представляют собой полифировые породы, содержащие до 30—35% вкрапленников (см. фиг. 26, а). Среди них резко преобладает микроклин, в меньшем количестве находятся кварц и плагиоклаз. Последний присутствует не во всех разностях.

Вкрапленники микроклина достигают 2—3 мм, чаще же распространены более мелкие. Они иногда катаклазированы со смещением отдельных частей их относительно друг друга. Калиевый полевой шпат слабо пелитизирован, и микроклиновая решетка наблюдается не всегда. Вкрапленники кварца часто резорбированы основной массой. Кварц имеет волнистое погасание и отчасти гранулирован. Вкрапленники плагиоклаза имеют более мелкие размеры, чем вкрапленники калиевого полевого шпата. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован и лишь слабо замещен серицитом и клиноцоизитом. По симметричному углу погасания 13—15° определен альбит — олигоклаз.

Вкрапленники в фельзит-порфирах отличаются меньшими размерами и развиты в незначительном количестве.

В ряде участков в западной части района встречены кварцевые порфиры с вкрапленниками микроклин-пертита. Пертиты находятся в виде поперечных к длинной оси веретеновидных вростков. Альбит пертитов тонко полисинтетически сдвойникован. В таких породах основная ткань заметно более крупнозерниста. Особенно обильны пертиты замещения в микроклине гранит-порфиров. В них порфировидные выделения микроклин-пертита достигают 3—4 мм.

В составе основной массы липаритовых порфиров находятся кварц, калинатровый полевой шпат и альбит. В виде второстепенных минералов развиты мелкочешуйчатые мусковит и биотит. Из аксессуарных минералов встречены сфен и циркон. Структура основной массы липаритовых порфиров варьирует от микрофельзитовой до полнокристаллической микроаплитовой. Размеры зерен меняются в широких пределах. В липаритовых порфирах они достигают 0,03—0,07 мм. В фельзит-порфирах их размер еще более мелкий. В породах, приближающихся к гранит-порфирам, основная масса микрогранитовая, с размером зерен до первых десятков миллиметров. Между всеми этими породами существуют постепенные переходы. Наряду с разной степенью раскристаллизации основной массы этих излившихся пород заметны признаки собирательной перекристаллизации минералов, с образованием зерен очень неправильной формы, мелких агрегатных скоплений и даже пойкилобластовых прорастаний. Перекристаллизация в основной массе обычна в тех разностях пород, в которых развиты микроклин-пертиты. Эти изменения, очевидно, связаны с контактовым воздействием гранитов Актасского массива.

Встречающиеся в средней и верхней частях сарысайской свиты сферолитовые афировые лавы с флюидално полосчатым строением состоят из полос нечетких сферолитов волокнистого и радиально-лучистого строения, чередующихся с полосами микрофельзитовой структуры. В одних разностях вся масса породы имеет сферолитовое строение, в других же прослои их чередуются с прослоями раскристаллизованной основной массы, содержащей зерна кварца, плагиоклаза и чешуйки серицита. Встречаются массивные разности с микрофельзитовой основной массой с отдельными крупными сферолитами размером до 3—4 мм.

Сферолиты образованы неиндивидуализированным веществом с показателем преломления, меньшим, чем у канадского бальзама. В других разностях, при значительном увеличении под микроскопом, заметно, что псевдосферолиты состоят из микрогранофировых прорастаний кварца и калиевого полевого шпата.

Агломератные породы очень разнообразны. Среди них встречаются лаваагломераты с микрофелъзитовой основной массой с флюидалной текстурой. Обломки состоят также из кислых эффузивных пород. Их размеры не превышают 1—2 см. В отдельных горизонтах они очень обильны, в других единичны. В туфоагломератах порода в основном состоит из обломков эффузивных пород, раскристаллизованных в различной мере, и обломков кварца и полевых шпатов. Цемент представляет собой очень тонкозернистый адиагностичный агрегат зерен.

Сопоставление химических составов сарысайских лав с кварцевыми порфирами, по Дели, показывает (табл. 2), что изучавшиеся породы обладают большими параметрами *a*, выражающими сумму щелочей, и небольшим содержанием *c*, характеризующим развитие СаО. Заметно относительно небольшое содержание цветных компонентов. Сравнение этих немногочисленных анализов с анализами порфиroidов дюсембайской свиты показывает, что среди первых встречаются более щелочные разновидности пород. В то же время породы сарысайской свиты отличаются меньшим содержанием мафических компонентов, меньшим параметром *b*.

Татпенская свита (Pt₂tt)

К этой свите мы отнесли кислые вулканогенно-осадочные образования, отличающиеся от массивных пород сарысайской свиты своими полосчатыми и сланцеватыми текстурами. Породы татпенской свиты распространены лишь в восточном крыле Майтубинского антиклинория и прослежены с перерывами от гор Бусторау на севере до сая Южный Сары-Булак на юге.

Непосредственные соотношения татпенской свиты с подстилающими породами сарысайской свиты наблюдаются у широтных изгибов. р. Дюсембай (см. фиг. 5). Здесь массивные фелъзитовые порфиры покрываются сланцеватыми порфиroidами, с пачкой кварцитов и кварцитовых сланцев в основании. Между простирающими массивных

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) пород сарысайской свиты

Компоненты	XIIIa	XIIIб	XIIIв
SiO ₂	71,24	72,82	74,09
TiO ₂	0,22	0,55	0,20
Al ₂ O ₃	15,08	14,55	12,71
Fe ₂ O ₃	1,18	0,64	1,06
FeO	0,90	1,12	1,56
MnO	—	—	0,01
MgO	0,17	0,14	0,01
CaO	0,32	0,46	0,70
Na ₂ O	4,95	4,76	2,52
K ₂ O	5,07	4,68	4,60
H ₂ O ⁻	0,04	0,28	—
H ₂ O ⁺	0,48	0,17	—
Прочие . .	—	0,08	0,40
Сумма	99,66	100,24	98,06

Параметры по А. Н. Заварицкому

	XIIIa	XIIIб	XIIIв	Iг	Iд
<i>s</i>	78,8	80,1	81,6	80,1	81,0
<i>a</i>	17,7	15,7	11,7	12,6	13,8
<i>c</i>	0,3	0,6	0,9	1,6	1,4
<i>b</i>	3,2	3,6	5,8	5,7	3,8

XIIIa — обр. 7646 — липаритовый порфир, к западу от р. Байконур. Аналитик М. Н. Вепринцева, 1955 г. XIIIб — обр. 7796 — липаритовый порфир, к западу от р. Байконур. Аналитик Е. С. Шишова, 1957 г.; XIIIв — обр. 1617 — липаритовый порфир, сай Южный Сары-Булак. Аналитик А. Ф. Колчанова, 1957 г.; Iг, Iд — см. табл. 1.

лав сарысайской свиты и базальных горизонтов кварцитов татпенской свиты азимутальных несогласий не наблюдается. Углы падения в порфироидах более пологи, чем в фельзит-порфирах. В районе сая Тумурза порфиroidы татпенской свиты с горизонтом кварцитов в основании ложатся непосредственно на конгломераты сарысайской свиты, а еще севернее — на породы тумурзинской свиты. Таким образом, они последовательно с юга на север покрывают все более древние образования, залегая транспрессивно (см. фиг. 6).

Свита сложена порфироидами и кварцево-сланцевыми сланцами. В основании ее северных разрезов залегает горизонт серых зернистых кварцитов, в южных — пачка кварцитов и blastopсаммитовых сланцев. Мощность горизонта кварцитов в верховьях Кензас-сая не превышает 1—2 м. Южнее, в левобережье сая Тумурза, серые с буроватым оттенком буроватые кварциты достигают мощности 5—7 м. Такого же порядка их мощность в районе сопки Кызымчек. Еще южнее, близ широтных изгибов р. Дюсембай, в основании толщи порфиroidов, кроме горизонта кварцитов, залегает пачка зеленовато-серых кварцитовых сланцев с прослоями белых кварцитовых сланцев. Мощность пачки 40—45 м. Она становится еще более значительной в сечении сая Южный Сары-Булак, где в разрезе появляются прослои будинированных кварцитов и тонкозернистых сланцев. Здесь ее мощность порядка 200 м (см. фиг. 6).

В то время как в основании татпенской свиты наблюдаются существенные изменения по простираению, лежащая выше толща порфиroidов более или менее однообразна. В левом борту Кензас-сая близ тальвега, выше горизонта зернистых кварцитов, залегают серые тонкозернистые, тонкорассланцованные серицито-кварцевые сланцы. Они сменяются белыми, также тонкорассланцованными порфироидами. Далее в разрезе светлые розоватые порфиroidы чередуются с белыми и зеленоватыми. Вверх по разрезу увеличивается количество зеленоватых и серо-зеленых порфиroidов и сланцев и, таким образом, происходит постепенный переход к белкудукской свите, основание которой проведено по подошве первой пачки зеленых сланцев. Порода в этом разрезе имеет очень крутое падение, то восточное, то западное. Мощность татпенской свиты около 900 м.

К северо-западу от горы Кызымчек обнажены кварциты и кварцево-серицитовые сланцы, чередующиеся с агломератными сланцами и темно-серыми порфироидами. Общая мощность их около 300 м.

У широтных изгибов р. Дюсембай разрез сложен светлыми, то зеленоватыми, то серыми порфироидами. Порода сланцеватые, с ясно порфиroidовой структурой. Мощность их около 600 м. Вместе с базальным горизонтом кварцитов и сланцев она достигает 650 м. Еще южнее мощность свиты образована двухсотметровыми терригенной и порфиroidной пачками. Но здесь, по-видимому, мощность неполная, так как с востока распространение этих пород ограничено меридиональным разрывным нарушением. Максимальная мощность свиты 900 м известна на севере в верховьях Кензас-сая. Наряду с заметными изменениями мощностей в разрезе свиты происходят и описанные выше фациальные изменения.

Зернистые кварциты, залегающие в основании свиты, состоят из кварца. Более крупные округлые его зерна сцементированы мелкозернистым агрегатом. Кварцитовые хлоритовые сланцы, кроме зерен кварца, содержат мелкие чешуйки хлорита. Он то рассеян в массе породы, то создает обогащенные прослои. Светлые кварцитовые сланцы в подчиненном развитии содержат мелкочешуйчатый мусковит.

Порфиroidы, представляющие собой породы с blastopорфиroidовой структурой, чередуются с кварцево-сланцевыми сланцами с blastopсам-

митовой структурой. Породы сложены кварцем, мелкочешуйчатым мусковитом и некоторым количеством альбита. В целом, по-видимому, это вулканогенные и туфогенно-осадочные образования.

Метаморфизм пород отвечает низкотемпературной субфации, фации зеленых сланцев.

Порфириоиды, отнесенные нами к татпенской свите, очень сходны по внешнему облику с породами дюсембайской свиты. К последней и относят эти образования М. С. Марков и Н. А. Штрейс на участках от сопки Бусторау до верховьев сая Карсакпай, в верховьях сая Тумурза и на юге от сая Итас до сая Южный Сары-Булак. У плотины сая Тумурза небольшие по площади выходы порфириоидов также приняты за породы дюсембайской свиты. Опоясывающие их выходы кварцитов отнесены к отложениям кордовской свиты, маленькая мощность которых (не более 10 м) объяснена трансгрессивным перекрытием их породами тумурзинской свиты. Таким образом, порфириоиды выступают в ядрах антиклинальных складок среди пород кордовской и тумурзинской свит.

Для выяснения стратиграфического положения порфириоидов наиболее благоприятен участок у плотины сая Тумурза, так как порфириоиды залегают здесь очень полого среди пород достоверно тумурзинской свиты (см. фиг. 7). К северо-востоку от этого района, в верховьях Кензас-сая, помимо недостаточной обнаженности, крутые, то западные, то восточные падения не позволяют однозначно установить последовательность в залегании пород. На юге, от сая Итас до сая Южный Сары-Булак, порфириоиды падают полого, но о возрасте подстилающих их пород нет единого мнения.

У плотины сая Тумурза соотношение порфириоидов с породами тумурзинской свиты можно видеть в ряде точек (см. фиг. 7). В 1 км к юго-западу от плотины, на западном склоне сопки, в сухом тальвеге обнажены зеленовато-серые хлорито-кварцевые сланцы тумурзинской свиты. Они наклонены к востоку с азимутом падения 90° , $\angle 30^\circ$. На вершине сопки залегает горизонт буроватых светло-серых массивных зернистых кварцитов мощностью около 5—7 м. На восточном склоне сопки и в лобжине к востоку от нее обнажены порфириоиды. В них наблюдаются пологие восточные падения, $\angle 10$ — 15° . Таким образом, в этом разрезе хлорито-кварцевые сланцы падают под кварциты и порфириоиды.

Непосредственно к северу от этой площади распространения порфириоидов в искусственной промоине водосброса в хлорито-кварцевых сланцах установлена синклинальная складка с погружением шарнира к югу под порфириоиды.

Наконец, взаимоотношения порфириоидов с окружающими породами можно видеть в верховьях лога на левом берегу сая Тумурза к юго-востоку от предыдущего участка. Здесь на склоне над прудом обнажены конгломераты, падающие к юго-востоку под углом 30° . На вершине отчетливо прослеживается горизонт зернистых кварцитов с пологим падением к югу, юго-востоку. Мощность его не более 1 м. Он подстилает порфириоиды, мелкие гравии которых обнажены южнее.

Такие соотношения порфириоидов, с горизонтом кварцитов в основании, указывают на залегание их выше сланцев тумурзинской свиты и конгломератов сарысайской свиты. Южнее этого участка, к юго-юго-западу от горы Аккерегетас, порфириоиды с горизонтом кварцитов в основании ложатся на фельзит-порфиры сарысайской свиты. Такие же соотношения установлены к востоку от широтных изгибов р. Дюсембай (см. фиг. 5).

Булкудукская свита, сложенная зелеными сланцами и порфиритоидами, залегает в смежном крыле Майтюбинского антиклинория и Карсакпайского синклинория, восточнее выходов пород татпенской свиты. Ее выходы прослежены меридиональной полосой от горы Бусторау на севере до сая Южный Сары-Булак на юге. Ранее она не выделялась к северу от сая Карсакпай, так как здесь вследствие плохой обнаженности не встречены особенно характерные для свиты порфиритоиды с миндалинами эпидота, а были известны лишь зеленовато-серые кварцево-альбито-хлоритовые сланцы нижней части разреза. В 1957 г. обломки порфиритоидов были обнаружены в высыпках сусличьих нор, и это привело к необходимости отнести и более кислую часть разреза к белкудукской свите. Белкудукская свита особенно хорошо обнажена в районе гор Акшоки и Белкудук. Южнее гор Актастобе полоса выходов пород белкудукской свиты постепенно становится уже. Здесь ее распространение ограничено с запада меридиональным разрывным нарушением, с востока — трансгрессивно налегающей кумолинской свитой. Белкудукская свита связана постепенными переходами с лежащей ниже татпенской свитой. Нижняя граница свиты принята по подошве первой пачки зеленых сланцев. На участке к югу от сая Тумурза вплоть до горы Курайлы ранее не были известны отложения татпенской свиты, которые плохо обнажены, и здесь М. С. Марков (1958) отмечал трансгрессивное залегание белкудукской свиты на породах тумурзинской свиты. Породы белкудукской свиты известны в юго-западной части района, на водоразделе саев Сатан и Татпен, и южнее вплоть до сая Бозинген. На этом участке соотношение свиты с подстилающими образованиями неизвестны, так как ее распространение с востока ограничено разрывным нарушением, а с запада она перекрыта отложениями кембрия.

Характерный облик свите придают темно-зеленые порфиритоиды и зеленые кварцево-актинолит-хлоритовые и кварцево-эпидото-хлоритовые сланцы. В нижней части разреза в составе ее участвуют порфиритоиды и серицито-альбито-кварцевые, серицито-кварцевые сланцы и массивные фельзит-порфиры. В южной части района в разрезе появляются графитовые кварцитовые сланцы и железистые кварциты. Среди пород свиты встречаются пластовые тела габбро-диабазов.

На севере, в районе Кензас-сая, кварцево-хлоритовые сланцы чередуются с серебристо-зелеными хлорито-альбитовыми, яблочно-зелеными эпидото-кварцево-альбитовыми сланцами и зеленовато-серыми порфиритоидами. Падение пород очень крутое, то восточное, то западное. Видимая мощность этой пачки пород 500—550 м. Верхняя часть разреза не обнажена, и лишь в высыпках сусличьих нор встречены мелкие обломки зеленых хлоритовых сланцев и порфиритоидов с миндалинами эпидота. При условии сохранения таких же крутых углов падения пород мощность этой части разреза равна 250 м. Таким образом, общая мощность свиты в районе Кензас-сая порядка 800 м.

К югу от сая Тумурза, на широте горы Акмола, на рассланцованных светло-зеленых порфиритоидх татпенской свиты залегают кварцево-альбито-хлоритовые сланцы, по подошве которых проведена условная граница белкудукской свиты. Далее в разрезе светлые серебристо-зеленые хлорито-серицито-кварцевые, хлорито-альбито-кварцевые и эпидото-хлорито-кварцевые сланцы чередуются с зелеными кальцито-альбито-хлоритовыми и актинолит-хлоритовыми сланцами. Реже встречаются зеленоватые порфиритоиды. Породы полосчаты и рассланцованы, иногда тонко пльичаты. В верхней части разреза появляются порфиритоиды. Мощность свиты в этом разрезе около 1000 м.

В районе сопок Акшоки и Белкудук порфиритоиды слагают существенную часть разреза, чередуясь с зеленовато-серыми полевошпато-слюдяно-кварцевыми и зелеными хлоритовыми и актинолит-хлорито-эпидотовыми сланцами. По данным М. С. Маркова, максимальная мощность свиты в этом районе 1400 м. Южнее, в районе г. Кызымчек, разрез свиты сложен зелеными сланцами. Мощность их около 600 м. На Шаулкель-сае, к северо-востоку от горы Кызымчек, среди зеленых сланцев встречены маломощные горизонты массивных лиловато-серых фельзит-порфиров с мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата. В разрезах южнее горы Кызымчек появляются графитовые сланцы и гематитсодержащие микрокварциты и исчезают порфиритоиды с миндалинами эпидота.

Таким образом, в разрезе свиты происходят значительные изменения по простирацию. Очень характерные темно-зеленые порфиритоиды наиболее широко развиты в районе сопок Акшоки и Белкудук. Их мощность резко сокращается в более северных и южных разрезах и они замещаются зелеными сланцами. Наибольшее развитие порфиритоидов совпадает с самой большой известной мощностью свиты. Южнее горы Кызымчек существенную роль в разрезе играют графитовые, кварцитовые и хлорито-кварцевые сланцы. Встречены маломощные прослои темно-серых известняков.

В юго-западной части района разрез белкудукской свиты сложен серицито-хлорито-кварцевыми и кварцево-хлоритовыми сланцами. Порфиритоиды почти отсутствуют. Общая мощность свиты не более 700 м.

Порфиритоиды, слагающие разрез белкудукской свиты, представляют собой зеленые массивные или грубогранулированные породы с мелкозернистой структурой. В них обычно наблюдаются мелкие, прихотливой формы миндалины, выполненные эпидотом и кварцем, иногда хлоритом и кальцитом. Реже распространены темно-зеленые массивные порфиритоиды. В них изредка различимы порфировые структуры с псевдоморфозами эпидота по плагиоклазу и хлорита по таблитчатому минералу. В основной массе породы иногда удается видеть диабазовую структуру. Порфиритоиды, по-видимому, образованы за счет диабазовых, пироксеновых и плагиоклазовых порфиров.

Среди сланцев белкудукской свиты распространены следующие типы пород: хлорито-эпидотовые, кварцево-актинолит-хлоритовые, кварцево-альбит-хлоритовые, эпидото-кварцевые, эпидото-карбонато-кварцевые и графитовые сланцы, а также гематитовые микрокварциты. Менее распространены светлые, зеленоватые серицито-кварцевые сланцы с бластопаппитовой структурой и порфироиды. Основными породообразующими минералами, присутствующими в варьирующих соотношениях в сланцах, являются хлорит, эпидот, кварц, альбит, кальцит, серицит, в соответствующих разностях — графит и гематит. Значительно реже встречены актинолит, лейкоксен и рудные минералы. Метаморфизм пород белкудукской свиты соответствует фации зеленых сланцев, более низкотемпературной ее субфации.

В отношении первичного генезиса пород по реликтовым микроструктурам устанавливается их вулканогенная природа. Это были плагиоклазовые порфириты и их туфы, и в меньшем количестве более основные и более кислые породы. В южных разрезах распространены терригенные породы — кварцитовидные сланцы с графитом и гематитом, чередующиеся с вулканогенными породами.

Кумолинская свита (Pt₂km)

Кумолинская свита прослежена в виде полосы меридионального простираения к востоку от выходов пород белкудукской свиты. Она протягивается с севера на юг от гор Бусторау к верховьям сая Кумо-

ла и по водоразделу между притоками верховьев р. Дюсембай и ее средним течением. Эта свита, вместе с лежащей выше керегетасской, слагает крылья Карсакпайского синклинория.

Отложения кумолинской свиты залегают трансгрессивно на породах белкудукской свиты, ширина выхода которой постепенно уменьшается к югу. В южной части района образования кумолинской свиты ложатся непосредственно на гранито-гнейсы, перекрывая белкудукскую, татпенскую и сарысайскую свиты.

Кумолинская свита образована различными светлоокрашенными сланцами. Особенностью ее состава является широкое развитие кварц-содержащих пород в разрезе. Они пронизаны большим количеством линз и прожилков метаморфического кварца и более устойчивы против выветривания. Поэтому породы этой свиты образуют высокие сопки и на большом протяжении слагают водораздельные гряды. В западной части района аналогов кумолинской свиты не установлено.

Свита сложена кварцево-сланцевыми, кварцево-сланцево-альбитовыми и кварцитовыми сланцами. В подчиненном количестве развиты порфиroidы, белые и бурые кварциты. Породы обычно тонко рассланцованы и тонкоплитчатые или плитчатые. Белые кварциты массивны и иногда слабо кавернозны. В южных разрезах, южнее р. Дюсембай, широко развиты конгломераты. В кумолинской свите, как отмечает М. С. Марков (1958), происходят значительные фациальные изменения. В северной части района преобладают мелкозернистые кварцево-сланцевые и кварцитовидные сланцы, тогда как к югу значительно увеличивается количество blastopсаммитовых и blastoporфировых кварцево-сланцево-альбитовых сланцев и порфиroidов, а на самом юге района появляются конгломераты, с галькой лежащих ниже пород. Гранитизированных пород в гальке не встречено. Мощности свиты варьируют от 1500 (максимальная) на широте сая Кумола до 1000 м в районе Кензас-сая.

Blastopсаммитовые структуры одних сланцев указывают на осадочное происхождение пород, а blastoporфировые структуры других — свидетельствуют о их вулканогенной природе. Таким образом, свита сложена как типично осадочными, так и вулканогенными отложениями, среди которых распространены эффузивные и туфогенные (сланцево-альбито-кварцевые сланцы). Степень метаморфизма пород соответствует фации зеленых сланцев, а именно низкотемпературной ее субфации.

На участке от горы Бусторау до верховьев сая Карсакпай кумолинская свита, так же как и ниже лежащие, не была выделена. Однако в этом плохо обнаженном районе были встречены редкие коренные выходы серицито-кварцевых и кварцитовых сланцев, а также белых тонкозернистых кварцитов, позволившие установить здесь распространение пород этой свиты.

К кумолинской свите мы также отнесли серицито-кварцевые и кварцитовые сланцы с горизонтами белых кварцитов в основании, слагающие гору Кызымчек, а также кварциты, прослеженные в виде гряды в верховьях сая Джийде. В этих двух участках М. С. Марков и Н. А. Штрейс отнесли их к образованиям карсакпайской свиты, в которой широко развиты светлые кварциты и кварцитовые сланцы. Отнесение этих пород к кумолинской свите обусловлено анализом соотношений с подстилающими породами, рассмотренными выше.

Керегетасская свита (Pt₂kr)

Породы керегетасской свиты постепенно сменяют кумолинскую свиту и распространены от нее к востоку. Состав пород, слагающих керегетасскую свиту, настолько сходен с составом белкудукской, что лишь

безусловно более высокое стратиграфическое положение первой в последовательно сменяющих друг друга толщах указывает на самостоятельное существование этой свиты. Нижняя граница свиты условно проведена по подошве пятидесяти-стометровой пачки порфиритоидов. Постоянно ли положение этой пачки в разрезе, судить трудно, так как недостаточная обнаженность района не позволяет проследить ее повсеместно. Свита состоит из темно-зеленых миндалекаменных порфиритоидов, ярко-зеленых хлоритовых, хлорито-эпидотовых, актинолитохлоритовых сланцев, переслаивающихся с зеленовато-серыми и серыми кварцевослюдяно-альбитовыми сланцами. Местами в верхней части свиты встречены крупные линзы слоистых мраморов.

Следует отметить лишь, что в керегетасской свите в несколько большем количестве, чем в белкудукской, присутствуют порфиритоиды, как массивные равномернозернистые, так и миндалекаменные. Миндалины их, выполненные эпидотом и кварцем, достигают больших размеров — до 3—5 см, иногда же до 30—40 см. В пачках миндалекаменных порфиритоидов эпидотизация очень значительна. В порфиритоидах иногда заметна четкая шаровая отдельность. Однако к югу, в районе р. Белеуты, как отмечает М. С. Марков, в разрезе резко сокращается количество порфиритоидов и зеленых сланцев и увеличивается роль более кислых пород.

В состав керегетасской свиты нами введены кварцево-полевошпатовые порфиры и фельзит-порфиры, встреченные непосредственно к западу от пос. Карсакпай и севернее в районе Кензас-сая. Тонкие горизонты фельзит-порфиров известны также и в разрезе сая Керегетас. Эти породы ранее относились к интрузивным образованиям и не были включены в состав свиты. Максимальная мощность свиты, как указывает М. С. Марков (1958), 1300 м.

На основании детального изучения порфиритоидов Ю. Ир. Половинкина (1952) рассматривает их как подводные излияния, вследствие нахождения среди них прослоев шаровых лав. Среди зеленых сланцев присутствуют породы вулканогенного происхождения, представленные рассланцованными порфиритоидами. Кварцево-слюдяно-альбитовые сланцы иногда содержат кварц в заметном количестве. В них различима реликтовая слоистая текстура. Они представляют собой туфогенно-осадочные образования.

Породы керегетасской свиты метаморфизованы так же, как и кумолинской.

Бурмашинская свита (Pt₂br)

Отложения этой свиты прослежены непрерывной полосой от Кензас-сая на севере до сая Белеуты на юге. Они слагают осевую часть Карсакпайского синклинория. В составе свиты участвуют разнообразные породы: порфиритоиды, зеленые сланцы, кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы, железистые и безрудные кварциты. Свита залегает с несогласием и перерывом на породах керегетасской свиты. М. С. Марков отмечает азимутальное несогласие простираций на сая Кара-Керегетас и в ряде других мест.

М. С. Марков (1958) установил ее трехчленное строение. Нижняя часть бурмашинской свиты сложена пачкой порфиритоидов и зеленых сланцев. Выше залегает пестрая по составу пачка кварцево-серицитовых и хлоритовых сланцев, содержащих прослой железистых и безрудных кварцитов. Верхняя пачка сложена актинолитохлорито-эпидотовыми сланцами с отдельными прослоями порфиритоидов. Общая мощность свиты около 2000 м.

М. С. Марков (1958), детально изучавший эти отложения, отмечает значительные фациальные изменения во всех трех пачках.

В порфироитоидях достаточно хорошо сохранились первичные порфировые и миндалекаменные структуры с интерсертальными, гиалопилитовыми и диабазовыми структурами основной массы. В составе порфироитоидов установлены хлорит, актинолит, эпидот, цоизит, альбит, апатит и рудный минерал. Плагноклаз первичных вкрапленников альбитизирован и соссюритизирован.

В группе зеленых сланцев в варьирующих соотношениях находятся те же минералы, что и в порфироитоидях, но, кроме них, встречаются кварц, серицит и в большем количестве рудные: гематит и магнетит. По типу обломочного материала Ю. Ир. Половинкина (1952) выделяет среди них кристалло-литокластические туфы, некоторая же часть сланцев, по-видимому, образовалась путем метаморфизма первичноосадочных пород.

Порфириоиды, плотные фиолетовые или зеленоватые породы, состоят из мелкозернистого агрегата кварца и альбита, размером 0,01 мм, с микропегматитовой структурой. Кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые сланцы сложены кварцем, серицитом, хлоритом, альбитом. Реликтовые первичнослоистые текстуры сохраняются отчетливо.

Кварциты, микрокварциты и кварцитовидные сланцы очень разнообразны и, кроме кварца, в разных их типах можно встретить серицит и мусковит, биотит и хлорит, графит, карбонат, гематит и мартит.

Таким образом, в составе свиты участвуют как эффузивные, так и эффузивно-осадочные и терригенно-осадочные породы. Метаморфизм пород бурмашинской свиты соответствует фации зеленых сланцев.

Карсакпайская свита (Pt₂krs)

Отложения карсакпайской свиты¹ распространены в центральной части Карсакпайского синклинория и в юго-западной части района на горе Уштобе и южнее нее. Здесь свита сложена белыми, палевыми и бурыми кварцитами и микрокварцитами. Они залегают с большим перерывом непосредственно на отложениях сарысайской, тумурзинской и даже дюсембайской свитах. Мощность свиты порядка 200—300 м.

В центральной части Карсакпайского синклинория в составе свиты участвуют разнообразные кварциты, как обломочные гематитсодержащие, так и тонкозернистые яшмовидные, а также окварцованные известняки, кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые сланцы с линзовидными прослоями актинолито-хлоритовых и хлоритовых сланцев, с чередованием железистых и безрудных кварцитов в верхней части разреза. Общая мощность свиты 800 м.

По данным М. С. Маркова (1958), породы карсакпайской свиты залегают с азимутальными несогласиями на породах бурмашинской свиты. Они распространены в шовных синклиналях, приуроченных к зоне меридионального разлома в центральной части синклинория.

Среди разнообразнейших кварцитов можно видеть характерные белые и светло-серые разности с кавернозными поверхностями выветривания, образовавшиеся путем окварцевания известняков, брекчиевидные породы, состоящие из изометричных обломков кварцитов, сцементированных кварцевым или кварцево-железистым цементом. Железистые и безрудные кварциты отличаются мелкозернистыми и тонкозернистыми структурами и переходами к кварцитовым сланцам.

Железистые кварциты и гематитовые сланцы представляют собой мелкозернистые темные, почти черные породы с ясной слоистостью, образованной чередованием прослоев рудных и безрудных кварцитов.

¹ Карсакпайская свита, в понимании Н. А. Штрейса и М. С. Маркова, отличается от впервые выделенной в пределах Улутауской зоны под этим названием свиты К. И. Сатпаева, который включал в нее породы бурмашинской и карсакпайской свит.

Мощности полос варьируют от 1 до 10 см. Микроструктуры гранобластовые, лепидогранобластовые, субграфические; текстуры полосчатые, сланцеватые и пльчатосланцеватые. В составе рудных кварцитов присутствуют гематит, мартит, магнетит, кварц, хлорит, серицит, реже пирит, халькопирит, апатит и кальцит. Размеры зерен от 0,1 до 0,05 мм. По текстурно-минералогическим признакам среди кварцитов карсакпайской свиты выделены те же типы пород, что и в кварцитах бурмашинской. Детальное изучение М. С. Марковым (1958) морфологии рудных тел показало, что часто происходит выклинивание горизонтов железистых кварцитов путем разубоживания их безрудными прослоями. Фациальные изменения отмечены им не только в верхней части разреза, где главным образом развиты железистые кварциты, но и по всему разрезу свиты.

Метаморфизм пород карсакпайской свиты отвечает низкой ступени фации зеленых сланцев. В породах заметны реликтовые обломочные текстуры, слоистость; бластез развит слабо.

ЕРЕМЕНТАУСКАЯ СЕРИЯ

Лакбайская свита (Rlk)

Эта свита кислых вулканогенных образований и их пирокластических аналогов занимает обособленное положение на площади изучаемого района. Она распространена к югу от сая Северный Сарыбулак и прослежена через широтное сечение р. Байконур к среднему течению сая Курайлы. К лакбайской же свите мы отнесли большую толщу слабо метаморфизованных кислых вулканогенных образований, обнаженную восточнее ранее выделенной лакбайской свиты. Как было показано выше (см. фиг. 4), в комплексе кислых эффузивных образований, выделявшихся ранее под названием татпенской свиты, выявилось заметное азимутальное несогласие между нижней и верхней толщами. Нижняя толща была сопоставлена с сарысайской свитой, верхняя — отнесена к лакбайской, так как близка к последней по составу и структурному положению. Она слагает восточное крыло синклинали, в ядре которой, близ сопков Таскудук и Акшоки, залегают основные эффузивные породы акшокинской свиты. В целом породы лакбайской и акшокинской свит слагают крыло Майтубинского антиклинория.

Лакбайская свита сложена лиловато-серыми, серыми и зеленоватыми липаритовыми кварцевыми порфирами, афировыми фельзитовыми лавами и серицито-полевошпатовыми сланцами. В подчиненном количестве встречены лаваогломераты, конгломераты и туфопесчаники. Конгломераты, мощность которых 80—100 м, залегают в верхней части разреза. Они покрываются характерной пачкой красных, сиреневых и фиолетово-серых флюидалных кварцевых порфиров и их туфов, общей мощностью 100 м. Выше согласно залегают порфириты акшокинской свиты. Мощность лакбайской свиты около 2000 м.

Кварцевые порфиры отличаются ясно порфировой структурой и фельзитовой, иногда сферолитовой основной массой и четкой флюидалной текстурой. Основная масса состоит из криптокристаллического агрегата кварца и полевого шпата. Размеры вкрапленников кварца, плагиоклаза и пертита достигают 0,6—0,8 мм. Они округлы или таблитчатые. Афировые фельзитовые лавы состоят из криптокристаллического агрегата кварца и полевого шпата и содержат мелкие и редкие чешуйки серицита. Текстура пород слабо флюидалная.

Лаваогломераты содержат до 30% обломочных зерен кварца, плагиоклаза, микроклин-пертита и обломков фельзитов и кварцевых порфиров, сцементированных криптокристаллической основной массой.

Размеры обломков 0,5—0,8 мм. Туфопесчаники представляют собой породы, в которых многочисленные (слагающие до 80% породы) обломки того же состава, что и в лаваагломератах, заключены в кварцево-серицито-мусковитовом цементе. Величина обломков 0,8—1,0 мм. Конгломераты содержат гальку кислых вулканогенных пород, кварцитов и жильного кварца в кварцево-хлорито-полевошпатовом цементе. Галька состоит из пород, близких по составу к породам лакбайской и сарысайской свит. Много фельзитовых лиловато-серых, зеленоватых лав и кварцевых порфиров. Мощность пачки 80 м. Породы лакбайской свиты метаморфизованы слабо.

Акшокинская свита (Rak)

Породы акшокинской свиты сменяют отложения лакбайской свиты и распространены ограниченно, только в этой же части района. Разрезы этой свиты дважды обнажены в среднем течении р. Байконур. В восточной площади ее распространения, на сопках Акшоки и Таскудук, порфириты слагают ядро синклинальной складки, ограниченной разломом с востока, а западные выходы образуют восточное крыло другой синклинальной складки, нарушенной разломом с запада.

Свита состоит из диабазовых миндалекаменных порфиров, переслаивающихся с актинолит-эпидот-полевошпатовыми сланцами. Мощность ее 300 м. По всему разрезу свиты встречаются многочисленные горизонты туфопесчаников и туфобрекчий.

Миндалекаменные афировые порфириты — темно-зеленые массивные или рассланцованные породы — имеют диабазовую микроструктуру основной массы и миндалекаменную текстуру. Основная масса состоит из лейст андезина № 38—40, размеры их 0,01—0,03 мм. Промежутки между лейстами заполнены агрегатом хлорита и эпидота. Изредка можно встретить мелкие зерна авгита. Миндалины выполнены агрегатом кварца и альбита, реже эпидотом, хлоритом и альбитом. Размеры миндалинов 0,5—0,8 мм, иногда до 2—3 мм.

Актинолит-эпидот-хлорито-плагноклазовые сланцы иногда содержат реликты диабазовой структуры и миндалекаменной текстуры. Эти различия произошли путем рассланцевания миндалекаменных диабазовых порфиров, тогда как другие, с полосчатыми текстурами, по-видимому, являются туфогенными образованиями. Туфопесчаники и туфобрекчии имеют ясно различимую псаммитовую структуру и сланцеватую текстуру. В обломках преобладает альбит-олигоклаз, встречены также кварц, эпидот и обломки кварцевых порфиров, диабазов и фельзит-порфиров. Размеры обломков не более 2 см. Цемент занимает от 10 до 60% пород и состоит из мелкозернистого агрегата кварца, эпидота, серицита и распыленного магнетита.

Метаморфизм пород акшокинской свиты соответствует начальной стадии зеленокаменных превращений, и в породах ясно различимы первичные структуры.

ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗА ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОГО УЛУТАУ

В Южном Улутау ясно выражено общее циклическое строение в разрезе протерозоя, выявленное Н. А. Штрейсом (1960₁) для разрезов докембрия Центрального Казахстана, с преобладанием эффузивных пород в нижней части серий и завершением их осадочными отложениями. Так, тумурзинская свита существенно терригенных отложений завершает цикл, условно относимый к нижнему протерозою, а карсакпайская свита кварцитов, кварцитовых сланцев и окварцованных известняков венчает разрез верхнего протерозоя. Комплекс рифейских отложений в Южном Улутау представлен неполно по сравнению с прототипом, выделенным в горах Ерементау в северо-восточной части Центрального

Казахстана, и сложен главным образом эффузивными образованиями. Заслуживает внимания то, что комплекс пород боровской серии, слагающий антиклинорий, существенно отличен от разреза карсакапайской серии, выполняющей Карсакапайский синклинорий. Первый представлен мощнейшей толщей кислых вулканогенных образований (2500 м) и осадочных, существенно терригенных отложений (1500 м). Общая мощность их порядка 4000 м. В строении разреза карсакапайской серии, наряду с кислыми эффузивными породами, большое значение имеют основные вулканогенные образования. Как те, так и другие сопровождаются вулканогенно-осадочными отложениями. Лишь в самой верхней части разреза появляется толща осадочных пород, мощностью 700—800 м. Общая мощность этой серии в два раза больше, чем боровской.

Особенностью разреза карсакапайской серии является чередование кислых и основных эффузивных пород и сопровождающих их осадочных образований. Неоднократно появляются весьма сходные по внешнему облику пачки и горизонты пород. Так, очень похожи пачки порфиритоидов белкудукской и керегетасской свит, порфириидов дюсембайской и татпенской свит. Неоднократно переслаиваются в разрезе и различные сланцы, сопровождающие основные и кислые эффузивные породы. При этом чередовании свиты кислых осадочно-вулканогенных образований залегают с перерывом на лежащих ниже отложениях и сменяются основными по составу свитами с постепенными переходами. В такие ассоциации объединяются татпенская и белкудукская, кумолинская и керегетасская свиты, и наконец, в ерементаской серии лакбайская и акшокинская свиты. Дюсембайская же и сарысайская свиты, сложенные кислыми эффузивными образованиями, не сменяются основными породами и отделены перерывами от лежащих выше отложений. Эти свиты участвуют в строении Майтубинского антиклинория и его крыльев, тогда как ассоциации кислых пород с основными залегают в крыльях Карсакапайского и Байконурского синклинориев. Разная история развития антиклинория и прилежащих синклинориев, по-видимому, и определяет отмеченные различия.

В свитах разреза докембрия Южного Улутау очень значительны фациальные изменения. Менее резко они выражены в самой древней дюсембайской свите. К сожалению, лишь для тумурзинской свиты фациальные изменения были прослежены по площади. Лежащие выше отложения в пределах рассматриваемой территории фактически были встречены лишь в разобщенных полосах в западной и восточной частях района и главным образом по простиранию пород. Фациальные изменения в них настолько заметны, что само сопоставление западных и восточных разрезов неизбежно. При исследовании каждого из разрезов по простиранию выявлены также заметные изменения (см. фиг. 6). В вышележащих отложениях верхнего протерозоя они подробно описаны М. С. Марковым (1958) при изучении толщ синклинория, содержащих железистые кварциты.

Изменения в разрезах выражены не только в вариациях слагающих их пород, но и мощностей. Вследствие тектонических осложнений (плывчатости, разрывных нарушений) и не всегда достаточной обнаженности приведенные мощности свит далеко не абсолютны. Интересны для сравнения суммарные мощности разрезов верхнего протерозоя в каждом конкретном месте. Так, максимальная мощность этих отложений в сечении на широте р. Кумола порядка 8000 м. На широте Кензас-сая она не превышает 4500 м. В районе горы Кызымчек неполный разрез верхнего протерозоя, в котором не известно отложений моложе кумолинской свиты, сложен толщей в 1700 м. Соответствующая интервалу времени мощность пород в сечении на широте р. Кумола порядка 4000 м. Такие различия связаны не только с более поздним размывом пород,

но и с фактически меньшими мощностями. Это можно видеть на примере татпенской и кумолинской свит, которые с постепенными переходами сменяются соответствующими лежащими выше свитами.

Сравнение мощностей пород верхнего протерозоя западных и восточных разрезов показывает, что максимальная из них в сечении на широте р. Кумола (8000 м), тогда как в северо-западном районе она едва достигает 3500 м. На юго-западе, в сечении сая Сатан, мощность верхнего протерозоя не превосходит 1500 м.

Отложения, относимые к рифею, развиты лишь в северо-западной части района. Их мощность здесь несколько более 2000 м.

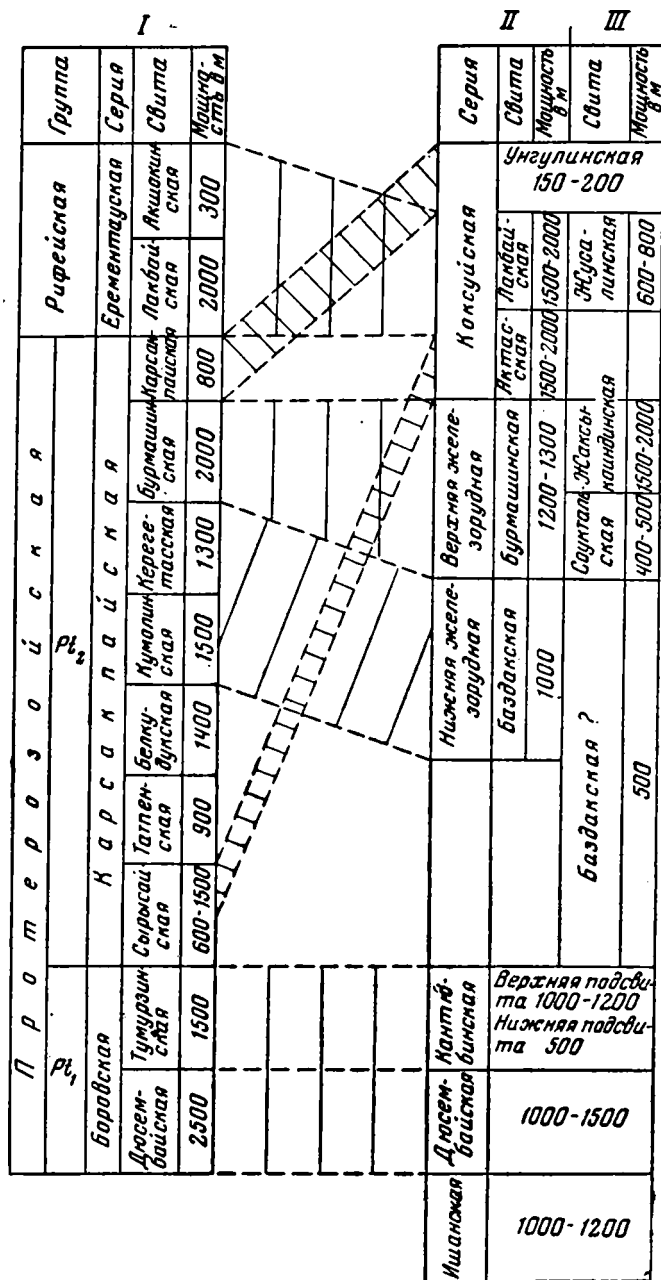
Такие сопоставления мощностей и описанные выше фациальные изменения в разрезах указывают на дифференциальное развитие структур, образованных отложениями докембрия, история формирования которых будет рассмотрена ниже.

Метаморфизм в породах боровской серии не превышает амфиболитовой фации. Но эти наиболее высоко метаморфизованные породы развиты локально и в силу этого их метаморфизм не является региональным. Площади развития более высоко метаморфизованных пород совпадают с областями гранитизированных образований или тяготеют к выходам интрузивных пород. Этот тип метаморфизма Ю. А. Кузнецов (1952) и вслед за ним И. Ф. Трусова (1960₂) назвали магматическим. В изучавшемся районе магматический метаморфизм по отношению к региональному является прогрессивным, так как региональным фоном является фация зеленых сланцев. Она характерна для пород как боровской, так и карсакпайской серий. Породы ерементавской серии метаморфизованы еще слабее.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УЛУТАУ

Соотношение докембрия Южного Улутау с соответствующими разрезами в пределах всего Центрального Казахстана было выяснено Н. А. Штрейсом (1960₁), и мы ограничимся лишь сопоставлением изученных разрезов с разрезами докембрия Центрального Улутау, расположенного севернее, на продолжении общего простирания докембрийских структур. Сравнение разреза Южного Улутау с древними отложениями Центрального Улутау по стратиграфической схеме, приведенной Л. И. Филатовой (1961), показывает, что крупные комплексы в целом совпадают (фиг. 8). Боровской серии нашего района отвечает значительная часть майтубинской. Карсакпайская серия может быть сопоставлена с нижней и верхней железорудными сериями, отмеченными Л. И. Филатовой. Ерементавской серии соответствует значительная часть коксуйской. Однако в деталях есть существенные различия. Ишанская свита, по нашему мнению, не подстилает дюсембайскую свиту, а соответствует части разреза карсакпайской серии. Как это было показано при описании татпенской и белкудукской свит, серицито-кварцитовые, кварцево-хлоритовые сланцы и близкие к ним породы в верховьях Кензас-сая являются не более древними, чем дюсембайская свита, частями разреза, а более молодыми образованиями, чем породы тумурзинской свиты.

Сарысайская свита, выделенная нами в северо-западной части района, отвечает нижней части актасской свиты, расположенной выше разреза железорудных серий в стратиграфической схеме Улутау. Большая нижняя часть разреза верхнего протерозоя, включая керегетасскую свиту, соответствует баздакской свите. Мощность последней всего 1000 м, тогда как по данным Н. А. Штрейса и М. С. Маркова, она не менее 4500—5000 м. Карсакпайская свита не находит места над верхней железорудной серией в стратиграфической схеме Центрального Улутау,



Фиг. 8. Схема сопоставления докембрийских образований Южного и Северного Улуту.
 I — Южный Улуту, по Т. Г. Павлов, II — Южный Улуту, северная часть,
 III — Северный Улуту, по Л. И. Филатовой

и сходные с ней по описанию породы унгулинской свиты помещены выше мощной толщи более молодых кислых вулканогенных образований. Лакбайская свита в предложенном нами объеме отвечает верхней части актаской и нижней части лакбайской свит стратиграфической схемы Л. И. Филатовой. С другой стороны, в ее схеме акшокинская свита введена в состав лакбайской свиты. Это объединение само по себе вполне правомочно при менее детальном изучении района.

Глава III

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОИ

Отложения этого возраста распространены лишь в западной части района, где они слагают краевую часть нижнепалеозойского прогиба. Нижний палеозой представлен нижним отделом кембрия и верхним отделом ордовика. Их краткое описание дано по материалам А. Л. Книппера, изучавшего стратиграфию и тектонику Байконурского синклинория в 1956—1959 гг.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА — НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В восточном крыле Байконурского синклинория, как отмечает А. Л. Книппер (1957), отложения нижнего кембрия характеризуются сокращенными разрезами, весьма непостоянными мощностями отдельных стратиграфических подразделений и частыми перерывами. Они залегают трансгрессивно на различных докембрийских образованиях или находятся с ними в тектоническом контакте. Здесь выделены три свиты: улутауская, жалтауская и булантинская, объединенные в улутаускую серию (Книппер, 1963).

Улутауская свита (См₁ul)

Эта свита была выделена под таким названием Л. И. Боровиковым (1955). Наиболее широким распространением она пользуется к югу от горы Жалтау. Улутауская свита распространена в виде отдельных разобщенных выходов к югу от горы Лакбай, на западном склоне горы Караадыр (правый берег Ашилы-сая), у западного подножья горы Алтуайт и на северном склоне г. Басалтуайт.

Основание свиты сложено крупногалечными конгломератами с обильной окатанной галькой кварцевых порфиров, кварцитов и гранитов, сцементированной зеленым песчанистым цементом. Граниты встречены в виде валунов до 30—40 см. Выше по разрезу конгломераты сменяются зелеными средне- и крупнозернистыми песчаниками, с подчиненными прослоями и пачками зеленых алевролитовых сланцев. Среди конгломератов, песчаниковых и сланцевых отложений спорадически встречаются пачки кварцевых порфиров со сферолитовой структурой. Видимая мощность свиты в районе горы Жалтау достигает 450—500 м, близ горы Лакбай — до 100 м, а в районе горы Басалтуайт всего лишь 40 м.

Жалтауская свита (См₁jl)

Впервые выделенная А. Л. Книппером в 1957 г. эта свита протягивается с перерывами узкой полосой от гор Усгырлытау на севере через гору Жалтау до широты р. Курайлы на юге. Породы жалтауской свиты

ложатся с азимутальным и угловым несогласием на конгломераты улутауской свиты или непосредственно на докембрийские образования. На севере, в районе горы Жалтау, отложения жалтауской свиты согласно сменяют терригенные образования улутауской свиты. Свита характеризуется исключительной пестротой состава и резкими фациальными изменениями. В наиболее полном разрезе у впадения Сары-сая в р. Байконур в нижней части свиты залегают белые, серые и черные кварцевые порфиры, содержащие многочисленные вкрапленники кварца и полевых шпатов. Вверх по разрезу увеличивается количество маломощных прослоев туфопесчаника. В пяти километрах севернее, на правом берегу р. Байконур, непосредственно в основании разреза залегают туфопесчаники. В районе гор Алтуайт и Басалтуайт базальными горизонтами являются серые зернистые кварциты. В районе горы Жалтау свита сложена почти нацело окремнелыми оолитовыми известняками. Их мощность около 50 м. Мощность свиты колеблется от 300—350 м в районе р. Байконур и до 20—30 м у сопки Басалтуайт.

Булантинская свита (Cm₁bl)

Эту свиту впервые выделил Л. И. Боровиков (1955) в районе р. Буланты. В исследованном районе А. Л. Книппер в основании свиты отмечает пачку пестрых алевролитовых сланцев мощностью 30 м, залегающих со слабым азимутальным несогласием на лежащих ниже кембрийских отложениях. В районе саев Сатан и Татпен отложения булантинской свиты, перекрывая кембрийские образования, ложатся на различные породы докембрия.

В наиболее полных разрезах, вскрытых по рекам Байконур и Курайлы, в составе свиты отмечены темно-зеленые хлоритовые, красные гематитовые и черные алевролитовые сланцы, розовые, серые, зеленюватые кремнистые сланцы и пепельно-серые, темно-серые кварцитовидные и кремнисто-углистые сланцы. Общая мощность свиты 300 м.

Нижнекембрийский возраст пород выше перечисленных свит является в значительной мере условным, так как в них ископаемых организмов не найдено. Они залегают под фаунистически охарактеризованными отложениями Cm₂₋₃. Образования среднего и верхнего отделов кембрийской системы и нижнего — среднего отделов ордовика известны лишь западнее изучавшегося района.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА — СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижняя дулыгалинская свита (O₃dl)

Впервые выделена Л. И. Боровиковым (1955). Это мощный комплекс серовато-зеленых терригенных пород: мелкогалечных конгломератов, песчаников и сланцев. Свита широко распространена на западе в сложно построенной синклинальной зоне меридионального простираения. Она залегает трансгрессивно как на породах кембрийской системы, так и на докембрии. Ее мощность в описываемом районе равна всего 400 м.

Л. И. Боровиков (1955) считал возраст нижней дулыгалинской свиты верхнекембрийским — нижнеордовикским или просто нижнеордовикским. Однако многочисленные находки среднеордовикской фауны под отложениями нижней дулыгалинской свиты и в ее основании позволяют относить ее к средне-верхнеордовикским образованиям (ландейло-карадок) (Книппер, 1959).

В пределах изученного района наиболее древними фаунистически охарактеризованными отложениями являются кембрийские образования. В них установлены трилобиты типа *Proceratopyge*, близкие к виду *P. fragilis* и *P. magnicauda*, характеризующие слои, переходные $Ст_2$ — $Ст_3$ (Добрынин и Сигитова, 1961). Эти отложения залегают несогласно на породах улутауской серии, в которых не встречено ископаемых организмов. Породы улутауской серии условно отнесены к $Ст_1$. В свою очередь, они местами с угловым несогласием лежат на отложениях ерементауской серии. Большинство исследователей Центрального Казахстана условно относят ерементаускую серию к докембрийским образованиям. Сопоставление разрезов докембрия и нижнего палеозоя на площади Центрального Казахстана (Резолюция Совещания, 1958) позволило расчленить эти отложения на ряд крупных комплексов. В докембрии были выделены четыре серии, возраст которых был принят условно: нижняя — зерендинская — архей; боровская — нижний протерозой; карсакпайская (акдымская) — верхний протерозой и ерементауская — рифей (синий).

Ерементауская серия в приведенной схеме рассмотрена как полный аналог рифея при отмеченном выше расчленении докембрия. Однако существует другое представление о возрасте докембрийских отложений, высказанное Н. А. Штрейсом (1960₂). Н. А. Штрейс отмечает, что мощность ерементауской серии всего 2650 м (Бет-Пак-Дала) — 4250 м (в районе Кокчетавского массива), тогда как мощность кембрийских отложений достигает 11 500 м (северо-восточные районы Центрального Казахстана). Если учесть, что продолжительность кембрия всего несколько десятков миллионов лет, а рифея — порядка первых сотен миллионов лет, то станет ясно несоответствие мощностей большому интервалу времени рифея, тем более, что известные серии такого состава и мощности, как ерементауская, в палеозойских геосинклинальных областях отлагаются в течение первых десятков миллионов лет. Таким образом, ерементауская серия, по мнению Н. А. Штрейса, соответствует лишь верхней части рифея. Полный же его объем составляют все четыре серии докембрия Центрального Казахстана. В подтверждение Н. А. Штрейс приводит данные определения абсолютного возраста пород, полученные гелиевым методом по гранатам из гранато-сланцевых сланцев и эклогитов зерендинской серии Кокчетавского массива: 613 млн. лет — гранаты из сланцев севернее поселка Ольгинка; 895 млн. лет — из района оз. Джильтау; 892 млн. лет — близ оз. Кумдыкуль. Эти числа несколько меньше тех, которые были получены для нижних свит рифейской группы, развитых на западном склоне Южного Урала. Таким образом, Н. А. Штрейс предлагает сопоставлять докембрий Центрального Казахстана с рифейским осадочным чехлом древних платформ и отложений многогеосинклиналей этого возраста. Формирование рифейского основания в Казахстане и других палеозойских складчатых областях, в отличие от платформенных образований, сопровождаются более значительным метаморфизмом и гранитизацией.

Обоснование возможного рифейского времени образования отложений Центрального Казахстана нам кажется достаточно убедительным. Однако в работе оставлено расчленение на протерозой и рифей в соответствии со схемами унификации допалеозоя Центрального Казахстана (Резолюция Совещания, 1958). Это сделано в связи с удобством использования общепринятых схем и отсутствием такого расчленения для вновь выделенного рифея. Условность принятого расчленения неоднократно подчеркнута в тексте.

Глава IV

ГЕОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО УЛУТАУ

Изученный район Южного Улутау примечателен тем, что на сравнительно небольшой площади распространены гнейсы и гранито-гнейсы, граниты и щелочные сиениты, гранодиориты и диориты. Граниты и сиениты приурочены к ядрам антиклиналей, а диориты расположены в синклинальных структурах. При этом заслуживает внимания тот факт, что граниты залегают среди кислых эффузивных образований, вмещающая сиениты толща содержит мощные горизонты полевошпатовых кварцитов, а диориты находятся среди зеленосланцевых пород. Такое разнообразие гранитоидов и их различное положение в структуре позволяют рассмотреть генетические и возрастные соотношения между гранитоидами и структурой и некоторые стороны вопроса происхождения гранитов.

ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Обзор ряда работ, посвященных геологической стороне вопроса образования гранитных пород, будет приведен ниже. Здесь мы рассмотрим лишь некоторые определения, которые необходимы для однозначного понимания терминов.

Следует согласиться с мнением Менерта о том, что употребление термина «гранит» уместно лишь по отношению к полнокристаллическим и массивным породам соответствующего состава и магматического происхождения, тогда как названия «гранитоиды» и «гранитные породы» могут употребляться как нейтральные обозначения для пород с гранитоподобным составом. Эти термины не указывают на тот или иной генезис пород.

Для процесса расплавления, переплавления пород употребляют термины «палингенез», «анатексис», «реоморфизм», с различными значениями у разных исследователей. Первоначально под названием «палингенез» Седерхольм (Рид, 1949) описал возрождение гранитной магмы путем переплавления более древних гранитов. В настоящее время ряд советских геологов, работающих главным образом на Балтийском щите (Кратц, 1960, и др.), явление палингенеза понимают несколько шире, включая в этот процесс наряду с гранитами переплавление лейкократовых гнейсов. Еще более общее определение палингенеза дано в Геологическом словаре (1955) как «образование магмы (на месте) путем полного плавления ранее существовавших пород».

С понятием «анатексис» связано представление о селективном или полном переплавлении пород на больших глубинах. Однако Рид (1949) лаконично определяет анатексис как процесс образования новой магмы из твердых пород, не подчеркивая глубинности этого явления. В определении анатексиса существует различное понимание роли миграции вещества. У Седерхольма и Эскола (Рид, 1949) существенное значение имеют «ихор» и флюиды, возникающие при переплавлении пород. Менерт (Mehnert, 1959) же подчеркивает, что при анатектическом образовании гранитных пород химически подвижные в разной степени компоненты приводят к внутреннему перемещению веществ при постоянном объеме. Этому процессу он противопоставляет метасоматическое образование гранитных пород, при котором необходимые компоненты привнесены извне.

В настоящее время под анатексисом понимают сложный процесс селективного плавления пород, сопровождающийся перекристаллизацией, метасоматозом и метаморфической дифференциацией (Шуркин, 1957).

К определению анатексиса, по существу, близко понятие реоморфизма, которое возникло из представления об ультраметаморфических изменениях пород, ведущих к образованию гранитов. Баклунд (1949) определил реоморфизм как процесс преобразования пород путем частичного или полного превращения в жидкое состояние под действием термальных факторов, с притоком нового материала благодаря диффузии. С реоморфизмом тесно связано представление о мобилизации пород, ведущей к течению и дифференциальному движению вещества. Из советских ученых Н. Г. Судовиков (1959) наиболее последовательно рассмотрел вопросы ультраметаморфизма как явления, развитого в глубоких сечениях земной коры, «в корневых частях геосинклинальных погружений». Селективное плавление, перекристаллизация и значительные метасоматические изменения, возникающие в связи с ультраметаморфизмом, ведут к образованию метасоматических, реоморфических и магматических гранитоидов.

В связи с тем, что анатексис и реоморфизм в наиболее распространенном представлении определены как явления, происходящие на больших глубинах в «корневых частях геосинклинальных погружений» и сопровождаются сложным комплексом явлений, это вряд ли соответствует возможному генезису гранитоидов Южного Улутау. Поэтому мы предпочтем термин палингенез, в том более общем значении, которое было отмечено выше.

Кроме рассмотренных терминов необходимо упомянуть еще о таких понятиях, как метасоматоз и гранитизация.

Метасоматоз обычно определяют как процесс преобразования породы, при котором прежние минералы замещаются новыми с другим химическим составом, при этом порода сохраняет кристаллическое состояние. Важность последнего дополнения особенно подчеркивает Д. С. Коржинский (1952), противопоставляя метасоматическому замещению инфильтрационное магматическое замещение, в котором возможна промежуточная стадия расплавления или растворения или коллоидное состояние вещества.

Понятие «гранитизация» включает различный объем явлений у разных авторов. Так, Мак Грегор и Вильсон (MacGregor, Wilson, 1939) считают гранитизацию процессом, при котором массивные породы превращаются в породы гранитного состава, испытывая палингенез, синтексис, пропитывание, и сопровождаются метасоматозом, миграцией, инъекцией, ассимиляцией и контаминацией. Такое широкое понимание процесса гранитизации не является общепринятым и по существу не оставляет места для других возможных путей образования гранитоидов.

С другой стороны, Д. С. Коржинский (1952) определяет гранитизацию как замещение пород любого состава гранитом, как инфильтрационное магматическое замещение. При этом невольно встает вопрос о происхождении тех гранитов, которые определяют причину последующей гранитизации. Геологическим наблюдениям, рассматриваемым ниже, более соответствует определение гранитизации, сформулированное Ридом (1949): «Гранитизация означает процесс, в результате которого твердые породы превращаются в породы гранитного характера без прохождения через магматическую стадию» (стр. 198). Вследствие значительных вариаций в определении понятия гранитизации, Менерт предлагает употреблять для его характеристики лишь петрографические данные, характеризующие появление гранитного минерального состава и гранитных структур в породах, прежде являвшихся образованиями иного типа. Отсюда гранитизированными породами можно называть такие, в которых (несмотря на их изменения) еще различимы текстурные, структурные и минералогические признаки первичных пород. Исчезновение этих признаков может указывать на более существенное преобразование первичных пород, вызванное частичным или полным их плавлением. При этом, если химический состав пород, возникших после переплавления, близок к среднему составу вмещающих пород, можно предполагать, что последние возникли «на месте».

Для гранитных пород, образовавшихся в результате гранитизации и представленных гранито-гнейсами, характерно, по мнению В. Н. Козеренко и Е. М. Лазько (1956), непостоянство химического и минералогического состава, наличие обычно четко выраженных полосчатых текстур и постепенные переходы по простиранию к породам первично осадочного происхождения. По ряду признаков нередко с полной определенностью можно установить, за счет какой части стратифицированного комплекса возникли гранито-гнейсы.

В изученном районе гранито-гнейсами названы крупно-среднезернистые породы с гнейсовидной или гнейсовой текстурами. Они связаны постепенными переходами с породами нижнего протерозоя. Гранито-гнейсы очень разнообразны по внешнему облику за счет разного содержания цветных минералов и текстурных особенностей. В отличие от гранито-гнейсов, гранитами названы массивные равномернозернистые породы, в которых вариации состава незначительны.

В связи с различным пониманием термина «гнейс», возникшим вследствие изучения регионов с проявлением метасоматических преобразований, с одной стороны, и областей с высокой стадией регионального метаморфизма (без фельдшпатизации) в ассоциации с кристаллическими сланцами — с другой, следует отметить, что представляют собой гнейсы Южного Улутау. Это породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и в подчиненном количестве цветных минералов. Для них характерны яснозернистые структуры и полосчатые текстуры. Гнейсы распространены локально и произошли путем вторичных изменений различных полиминеральных кварцитов, порфиroidов и их туфов. Эти изменения выразились в перекристаллизации, а в некоторых разностях и в метасоматических преобразованиях.

Ю. Ир. Половинкина (1955), обсуждая, что такое гнейс, дает следующее определение: «Гнейс представляет собой фанерозернистый кристаллический сланец, состоящий из кварца, плагиоклаза и цветного минерала» (стр. 662). При этом она подчеркивает, что «гнейс представляет собой не метаморфизованный гранит, а кристаллический сланец определенного состава и структуры» (стр. 665). Отстаивая определение гнейса в узком значении этого термина, Ю. Ир. Половинкина предлагает исключить из этой группы пород все мигматиты, метасоматические граниты и гранитизированные породы. Однако, допуская в процес-

се регионального метаморфизма пород более или менее значительный привнос вещества, она отмечает, что при этом могут образоваться инъекционные гнейсы. В таком понимании регионального метаморфизма, ведущего к образованию инъекционных гнейсов, пожалуй, трудно отделить последние от гранитизированных пород, и в этом случае критерии для определения гнейсов становятся нечеткими. По-видимому, неизбежно признание «гнейсов» и «гнейсов», как пород, исключаящих гранитизацию и представленных кристаллическими сланцами «определенного состава и структуры», и как пород, возникающих при метаморфизме с привносом, примером которого может быть и гранитизация. Такого типа гнейсы и развиты локально в Майтубинском антиклинории. Относительно тонкозернистые разности пород названы микрогнейсами. Кроме более или менее равномернозернистых гнейсов, можно встретить инъекционные и очковые разности. Первые состоят из чередования полос, сложенных минералами первичной породы, и полос или согласных линз кварцевого, кварцево-полевошпатового состава. Вторые представляют собой мелкозернистые породы с отдельными порфиро-бластами полевого шпата, количество которых по объему заметно менее, чем основной ткани.

ГНЕЙСЫ И ГРАНИТО-ГНЕЙСЫ

Гнейсы и гранито-гнейсы распространены главным образом меридиональной полосой от среднего течения сая Тумурза до сая Карасире. Они связаны постепенными переходами с породами джусембайской и тумурзинской свит и вследствие этого отличаются большим разнообразием в составе и текстурных особенностях. Однако разнообразие во внешнем облике ограничивается порфировидными, реже очковыми, более или менее ясно гнейсовидными текстурами и вариациями в содержании цветных минералов. В то же время такие образования, как мигматиты, инъекционные гнейсы, птигматиты, не характерны и их можно встретить в виде единичных незначительных по площади проявлений.

При изучении гнейсов и гранито-гнейсов большое внимание было уделено их структурам и текстурам. Выявление реликтовых структур и особенно текстур в породах, подвергшихся гранитизации, помогает установить, какими были первичные породы, а степень их изменения позволяет судить о большей или меньшей значительности преобразований. Первичные породы отличаются весьма мелкозернистыми, фельзитовидными (в порфиридах) структурами, и в процессе их гранитизации зернистость резко возрастает.

Взаимоотношения главных породообразующих минералов не всегда могут быть выяснены однозначно, так как идиобластов не наблюдалось. Те минералы, в которых можно видеть реликты других, ранее развитых и не полностью замещенных минералов, очевидно, могут быть признаны развивающимися метасоматически. Представление о метасоматическом образовании может быть распространено и на минералы, которые, полностью заместив предшествующие, по всем остальным признакам сходны с отмеченными выше. Характерно, что метасоматически развивающиеся минералы распространены в породе более или менее равномерно. Однако можно видеть мономинеральные обособления или прожилковидные образования, отличные по строению от структуры вмещающих пород, состоящие лишь из двух-трех минералов. Такие новообразования, очевидно, являются инъекционными.

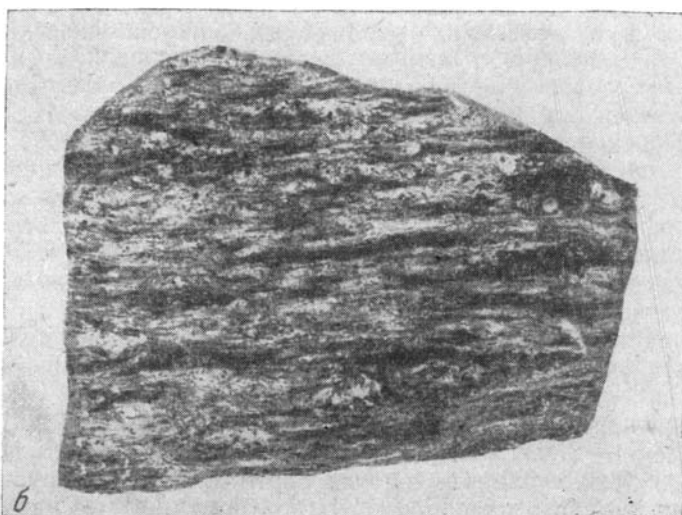
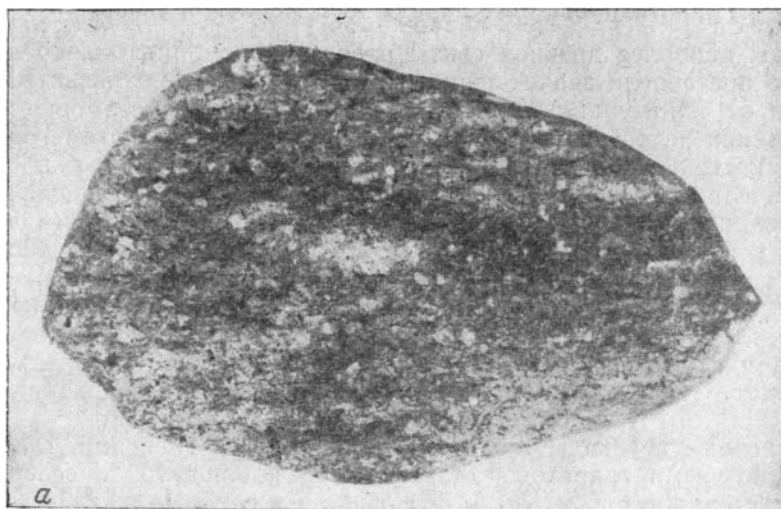
Породы наиболее древней свиты разреза докембрия далеко не повсеместно претерпели значительные изменения. В полосе развития порфиroidов от сая Курайлы до сая Карасире породы, метаморфизованные до фации зеленых сланцев, не обнаруживают признаков гранитизации. К востоку от гор Канттюбе и Керегет в порфиroidах происходит лишь слабо выраженная перекристаллизация. Более значительны преобразования пород дюсембайской свиты в среднем течении сая Тумурза, в верховьях р. Дюсембай и ниже по течению у коленообразного его изгиба, а также к северу от сая Итас, где они превращены в гнейсы или гранито-гнейсы. Наиболее интенсивны преобразования пород к югу от сопки Кюйгенжол вплоть до верховьев сая Карасире, где в меридиональном направлении следует полоса развития гранито-гнейсов. Среди них изредка можно встретить лейкократовые гнейсы.

Постепенные переходы между порфиroidами и гнейсами, гнейсами и лейкократовыми гранито-гнейсами можно наблюдать к северу от среднего течения сая Тумурза, в верховьях и в среднем течении р. Дюсембай, в верховьях сая Ащилы и на водоразделе саев Татпен и Жаункар. Переход от порфиroidов к гнейсам выражен в увеличении зернистости пород и в появлении различных макроскопически чешуек мусковита. Эти изменения развиваются послойно с разной интенсивностью и поэтому в разрезе можно видеть чередование более тонкозернистых серых фельзитовидных и светлых, почти белых мусковитизированных пород. Перекристаллизация проявляется неравномерно и в пределах пласта, в прослое порфиroidов. Вначале появляются лишь мелкие, более светлые участки с крупнозернистой структурой. В массивных разностях порфиroidов (фиг. 9, а) это точечные или пятнистые, округлые светлые новообразования на фоне темной тонкозернистой массы породы. В сланцеватых же разностях порфиroidов (фиг. 9, б) и в кварцево-мусковитовых сланцах возникают тонкие согласные линзовидно-полосчатые участки. В порфиroidах с отчетливой бластопорфиroidовой структурой эти участки приурочены к вкрапленникам полевых шпатов и кварца.

При полной перекристаллизации порода приобретает облик гнейса с размером зерен 1—2 мм, с гнейсовидной текстурой, подчеркнутой расположением чешуек мусковита, иногда биотита. В более крупнозернистых разностях заметны порфиroidобласты полевого шпата, нарушающие плоско-параллельную гнейсовую текстуру, преобразуя ее в гнейсовидную. Такие породы со средне- и крупнозернистой структурой уже могут быть названы гранито-гнейсами. Они содержат небольшое количество цветных минералов и имеют неясногнейсовидную текстуру.

Полевошпатовые кварциты в процессе гранитизации приобретают облик аплитовидных пород. Собственно мономинеральные кварциты наиболее устойчивы по отношению к гранитизации. Они иногда сохраняются среди гранито-гнейсов в виде линзовидных тел, расположение которых намечает простирание горизонта кварцитов.

При изучении под микроскопом пород дюсембайской свиты с начальной стадией проявления гранитизации установлено, что новообразованные лейкократовые участки состоят из тех же минералов, из которых сложена структурная ткань породы, но размеры зерен в них заметно больше (фиг. 10). Они не имеют резких ограничений и с постепенным убыванием размеров зерен сливаются с мелкозернистой основной тканью. Они, очевидно, представляют собой кристаллобластические новообразования. В массивных разностях их структура гранобластовая, в сланцеватых — гранолепидобластовая.

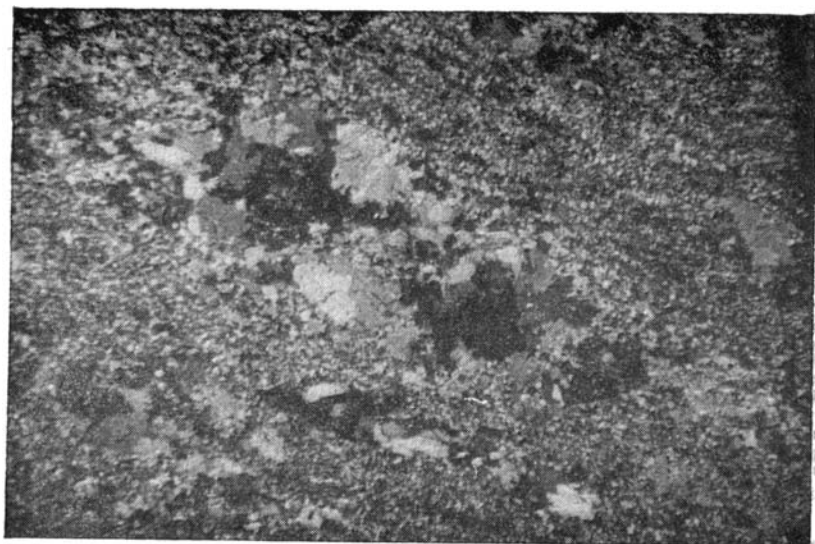


Фиг. 9. Начальная стадия изменения порфиroidов. Светлые участки сложены более крупнозернистыми агрегатами породообразующих минералов, чем остальная часть породы. Нат. вел.

a — массивные порфиroidы; *б* — сланцеватые порфиroidы

Лишь изредка можно видеть под микроскопом мономинеральные обособления кварца или калиевого полевого шпата. В таких участках размеры зерен резко отличны от размеров зерен основной ткани. Форма мономинеральных обособлений тем более узколиновидна, чем яснее сланцеватость породы. Эти участки, по-видимому, представляют собой инъекционные образования.

С разрастанием бластических участков вся основная ткань порфиroidов подвергается перекристаллизации. Зерна кварца, полевых шпатов и чешуйки мусковита увеличиваются в размерах. Бластопорфиоровые выделения теряют отчетливость контуров вследствие дорастания или коррозии зернами основной ткани. В калинатовом полево-м шпате первичных вкрапленников появляется тонкая полисинтетически двойнико-



Фиг. 10. Участок с кристаллобластической микроструктурой в порфироидах.
Объектив $\times 3$, николи+

вая решетка и исчезает пелитизация. Порода приобретает неравномернозернистую «порфировидную» кристаллобластическую структуру (фиг. 11). Участки, в которых размер зерен такой же, как в основной ткани порфиroidов, остаются в подчиненном развитии по сравнению с существенно перекристаллизованной основной тканью. При этом заметны некоторые метасоматические явления, о которых будет сказано ниже. Однако на ранней стадии гранитизации перекристаллизация является ведущим процессом. Это особенно ясно видно в кварцево-мусковитовых сланцах, где бластические явления выражены в «чистом виде» (фиг. 12). Общая структура породы становится заметно более крупнозернистой, и средние размеры зерен кварца достигают 0,10—0,25 мм, с отдельными порфиробластами до 0,5 мм и более. Размеры чешуек мусковита по длинной оси увеличиваются от сотых долей миллиметра до 0,15—0,30 мм. Среди крупных бластических образований кварца можно видеть включенные в них при перекристаллизации мелкие чешуйки мусковита и рудную пыль.

В существенно перекристаллизованных породах возникают порфиробласты и агрегатные скопления основных породообразующих минералов. Это явление может быть названо собирательной перекристаллизацией. В участках, в основном сложенных зернами кварца размером 0,30—0,50 мм с различной оптической ориентировкой, в параллельном свете создается впечатление крупного порфиробласта кварца с очень извилистыми контурами. В других же — образуются порфиробласты плагиоклаза, размером до 1 мм (см. фиг. 11, в), приближающиеся к таблитчатой форме. В них заметно полисинтетически двойниковое строение и определен состав плагиоклаза как альбит № 7—8. В порфиробластах микроклина заметна более или менее отчетливо тонкополисинтетическая решетка. В таких породах уже не удастся различить, являются ли крупные зерна бластопорфирами или порфиробластами. Между ними мелкозернистый агрегат породообразующих минералов играет подчиненную роль. В агрегате преобладают зерна кварца.

Как было отмечено выше, дюсембайская свита сложена порфироидами с подчиненным развитием кварцево-мусковитовых сланцев, поле-

вошпатовых кварцитов и собственно кварцитов. Особенностью этих «первичных» лейкократовых пород является близкий к гранитному минералогический состав. Поэтому в них труднее выявляются метасоматические преобразования, чем в породах тумурзинской свиты. На фоне перекристаллизации пород заметны некоторые признаки метасоматических взаимоотношений минералов. Уже на ранней стадии преобразования пород в blastsифировых выделениях плагиоклаза и в бластических участках появляются отдельные крупные чешуйки мусковита с «кружевными» формами. В незначительном количестве присутствует кальцит, возможно образовавшийся при мусковитизации более основного плагиоклаза blastsифировых выделений порфиroidов. В биотит-содержащих разностях порфиroidов биотит частично замещается мусковитом, с которым ассоциируют мелкие зерна рудных минералов и сфена. Иногда заметно некоторое замещение плагиоклаза и мусковита микроклином. В свою очередь, по тонкорешетчатому микроклину местами развивается альбит в виде тонких веретеновидных вростков, представляющих собой пертиты замещения. Иногда микроклин корродирован кварцем. Все эти явления развиты далеко не повсеместно и улавливаются в различных участках.

Интересны преобразования, которые происходят с внутренним строением калинатрового полевого шпата.

В порфиroidах калинатровый полевой шпат развит в blastsпорфировых выделениях и в мелкозернистой массе породы. Это нерешетчатый, слабо пелитизированный полевой шпат. В blastsпорфировых образованиях он иногда имеет двойниковое строение по простому закону. Для него характерен угол оптических осей $2V = -72-74^\circ$ (табл. 3). Одновременно с перекристаллизацией породы в калинатровом полевоом шпате, еще сохраняющем форму вкрапленников или угловатых обломков, появляется нечеткая микроклиновая решетка (фиг. 13, а). Благодаря перекристаллизации в основной ткани породы возникают мелкие порфиробласты калинатрового полевого шпата, в которых также заметно нечеткое полисинтетически двойниковое строение. В процессе гранитизации разрастающиеся порфиробласты уже трудно отличить от трансформированных blastsпорфировых выделений. Микроклин развивается метасоматически, частично замещая плагиоклаз. Для нечетко решетчатого микроклина $2V = -74-77^\circ$. В более значительно преобразованных породах в порфиробластах микроклина решетчатая структура часто отчетливая и тонкая (фиг. 13, б). Она характеризуется срастанием по II пинаконду и мурчисонитовой спайности. В четко решетчатых разностях микроклина $2V = -78-84^\circ$. По этому микроклину иногда развит альбит в виде тонких пертитов замещения. В некоторых случаях микроклин подвергается коррозии кварцем.

Кроме отмеченных модификаций калинатрового полевого шпата (условно — микроклина I), спорадически можно встретить полевой шпат другого типа. В начальной стадии изменения порфиroidов в некоторых разностях появляются мелкие зерна свежего нерешетчатого калинатрового полевого шпата со слабо волнистым погасанием. В отличие от равномерно развитых в массе породы зерен пелитизированного калинатрового полевого шпата I, эти находятся в виде мономинеральных обособленных скоплений (фиг. 14, а). Они представляют собой инъекционные новообразования. Калинатровый полевой шпат в них характеризуется углами $2V = -70-74^\circ$ (табл. 4). В более перекристаллизованных породах эти обособления становятся отчетливее и в полевоом шпате появляется двойниковое строение. Зерна имеют более или менее изометричную форму. В значительно гранитизированных породах в микроклине заметна резкая пружая прерывистая решетка

Оптические константы каликатрового полевого шпата I (звездочкой показаны пертиты)

Т а б л и ц а 3

№ шлифа	Характер полевого шпата	2V (—)	⊥ (001)			⊥ (010)			⊥ (1502)			Прочие системы спайности				Название породы	Место взятия
			Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	плоскость		
1, обр. 351д	Бластопорфиры нерешетчатого полевого шпата	72	86	6	87							50	41	79	⊥ (024)	Порфиرويد	Верховья р. Дюсембай
2 »	То же	72	85	9	84	10	80	81				76	81	18	⊥ (100)*	Порфиرويد	К северо-востоку от горы Кантлюбе
3 »	»	74	86	7	88							72	52	43	⊥ (III)*		
1, обр. 2380б	Бластопорфиры с нечеткой микроклиновой решеткой	76	86	8	82											Порфиرويد	»
2 »	То же	76	88	7	84	17	85	74									
3 »	»	74	80	10	86											Порфиرويد	Верховья р. Дюсембай
1, обр. 2378	»	76	87	9	84							73	75	24	⊥ (100)		
1, обр. 354	Мелкие зерна с нечеткой микроклиновой решеткой, делитизированные	78	85	9	83											Гранито-гнейс	Сопки Куламбай
2 »	То же	77	82	11	87												
3 »	»	75	80	10	90											Гранито-гнейс	Сопки Куламбай
1, обр. 2200а	Крупные зерна с микроклиновой решеткой	84	83	9	85												
2 »	То же	78										55	40	75	⊥ (024)		

Оптические константы каликатрового полевого шпата II

Т а б л и ц а 4

№ шлифа	Характер полевого шпата	2V (°)	⊥ (001)			⊥ (010)			⊥ (1502)			Прочие системы спайности				Название породы	Место взятия
			Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	плоскость		
1, обр. 2375	Мелкие зерна непелитизированного каликатрового полевого шпата	70	85	8	82											Порфиرويد	К северо-востоку от горы Кантлюбе
2 »	То же	74	85	7	87											Микрогнейс	
1, обр. 1401а	Крупные зерна микроклина	80							73	87	18						
2 »	То же	86							75	84	18						
3 »	Мелкие зерна микроклина с четкой решеткой	86	78	13	88												
4 »	То же	88	86	9	83							81	74	19	⊥ (100)		
5 »	»	—				22	80	72				72	80	20	⊥ (100)		
1, обр. 1401в	Мелкие зерна с микроклиновой решеткой	84	85	10	82												
2 »	То же	83	74	17	83												
3 »	»	84	82	8	87							80	72	21	⊥ (100)		
4 »	»	85	76	14	89												
1, обр. 66	Мелкие зерна	86	81	12	87							46	79	47			
2 »	Крупный порфиробласт	—				18	85	73				73	80	21	⊥ (100)		

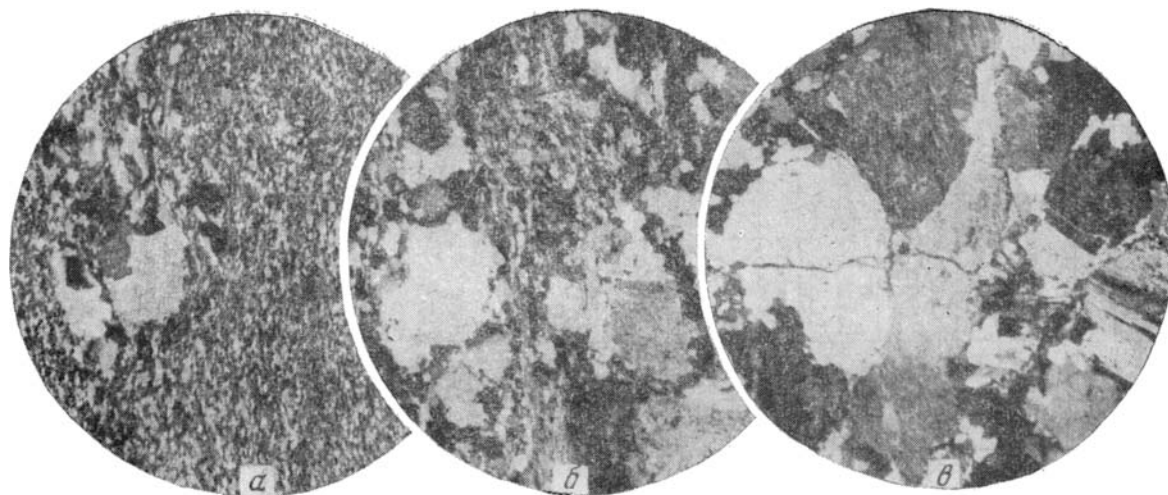


Рис. 11. Изменение микроструктуры при преобразовании порфиroidов (а) в гнейсы (б) и гранито-гнейсы (в).
Объектив $\times 3$, николи +

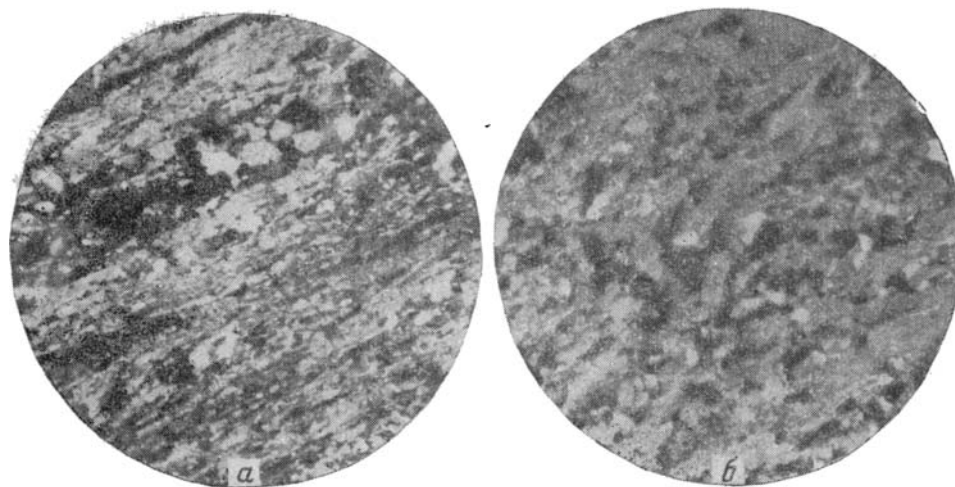


Рис. 12. Изменение микроструктуры при преобразовании кварцево-мусковитовых сланцев (а, б). Объектив $\times 8$, николи +

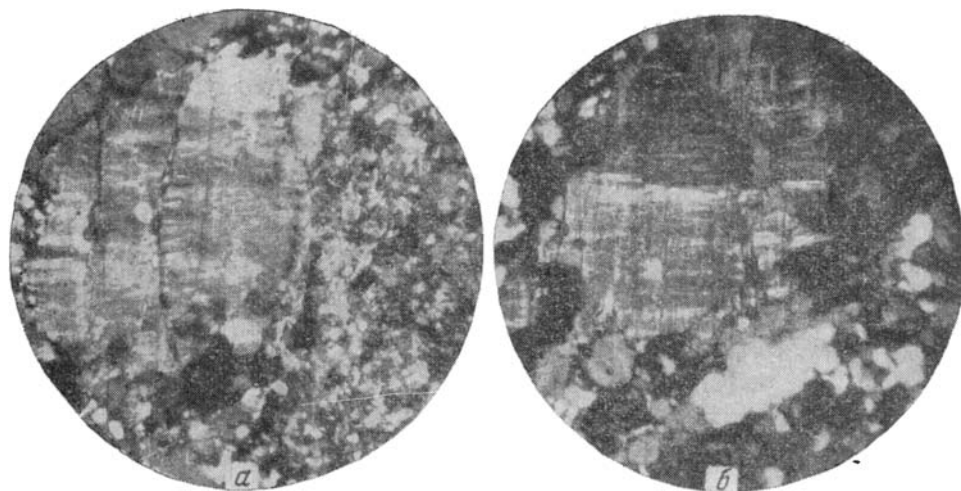
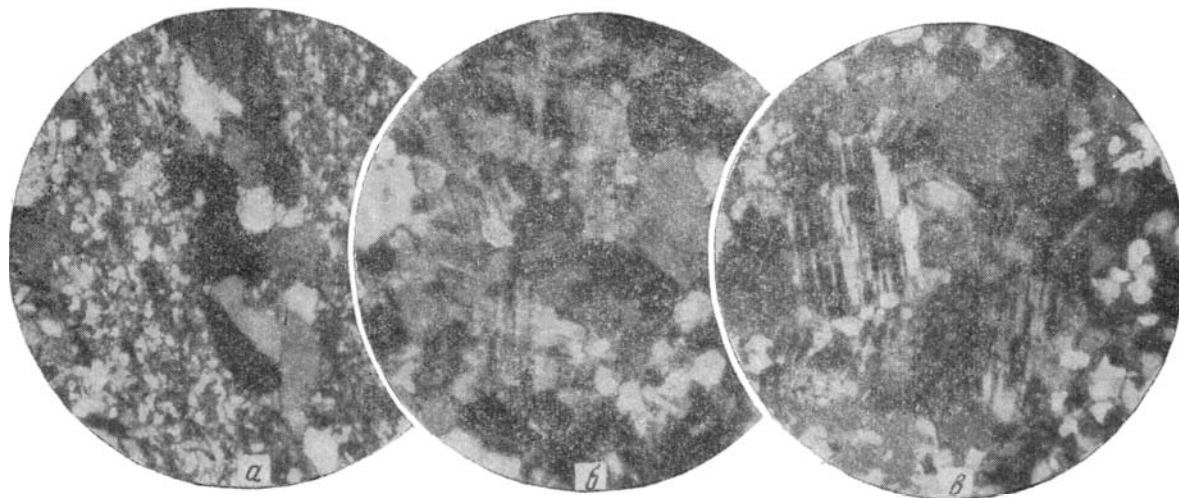


Рис. 13. Микроклин I типа. Нечеткая микроклиноватая решетка (а) и четкая микроклиноватая решетка (б) в бластопорфировых выделениях каликатрового полевого шпата. Объектив $\times 8$, николи +



Фиг. 14. Микроклин II типа, без микроклиноватой решетки (а), с грубой микроклиноватой решеткой (б, в). Объектив $\times 8$, николи +



Фиг. 15. Взаимоотношения микроклина I и II типов.
Объектив $\times 8$, николи+

(фиг. 14, б), характеризующаяся срастанием по I и II пинакоиду. В нем не встречено пертитов замещения. Значения $2V$ возрастают до $-80-86^\circ$. В случае совместного нахождения обоих типов микроклина заметна коррозия микроклина I микроклином II (фиг. 15).

Известно, что значение $2V$ почти не зависит от состава калинатрового полевого шпата, а контролируется главным образом его степенью упорядочения (Марфунин, 1956). Одновременно с появлением микроклиновой решетки значения $2V$ увеличиваются от $-70-74^\circ$ до $-84-86^\circ$ в обоих типах калинатровых полевых шпатов. Таким образом, два генетических типа микроклина установлены по различному характеру микроклиновой решетки, морфологическим особенностям выделений и по соотношениям с альбитом и кварцем.

Степень четкости микроклиновой решетки не находится в прямой зависимости от интенсивности гранитизации пород. Так, иногда в гнейсах она выражена яснее, чем в гранито-гнейсах.

Таким образом, изменения, связанные с гранитизацией пород дюсембайской свиты, выражены в перекристаллизации, метасоматических замещениях и в преобразовании внутреннего строения калинатрового полевого шпата и иногда в незначительном появлении инъекционных новообразований.

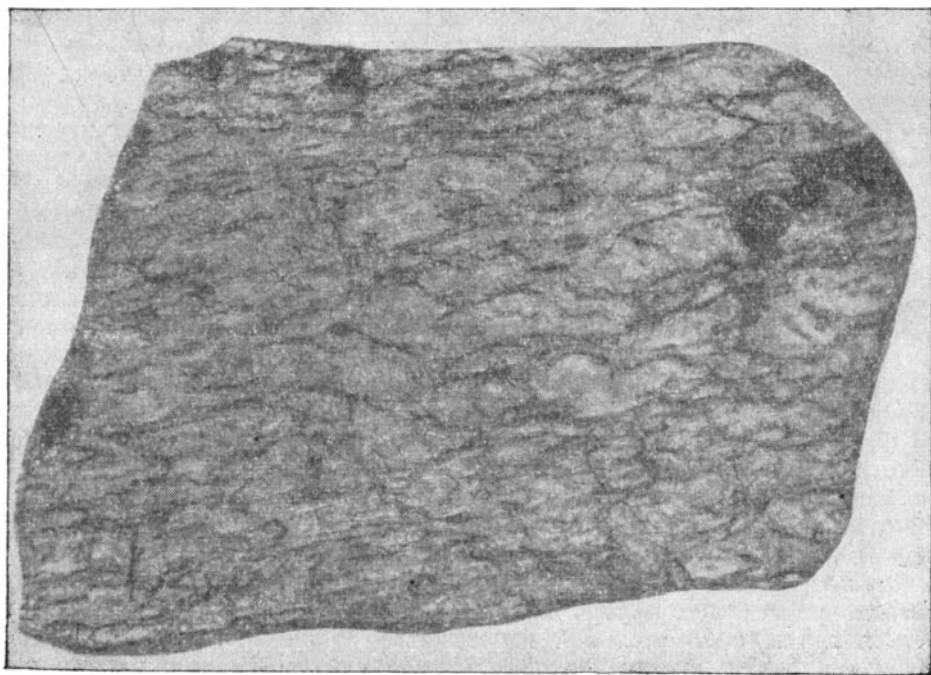
В результате этих изменений первичные сланцеватые или флюидальные текстурты порфириодов становятся все менее отчетливыми. В гнейсах, к которым могут быть отнесены яснозернистые породы с размером зерен 1—2 мм, с кристаллобластической структурой, гнейсовая текстура намечается расположением чешуек мусковита. В лейкократовых гранито-гнейсах, образующихся по породам дюсембайской свиты, гнейсовидная текстура выражена неочетливо. Это породы с гетеробластовой микроструктурой, образованной более крупными порфиробластами кварца и полевых шпатов с мелкозернистым бластическим агрегатом зерен между ними. Чешуйки мусковита огибают порфиробласты. Породы иногда катаклазированы.

Гранитизированные породы тумурзинской свиты

В этой свите, отличающейся большой пестротой состава и структурных особенностей пород, гнейсы, образовавшиеся в результате гранитизации, очень разнообразны. Среди них можно видеть как тонкогнейсовидные, так и инъекционно-полосчатые и очковые, с различным содержанием цветного компонента. Гранито-гнейсы, образующиеся в результате дальнейших изменений гнейсов, варьируют от лейкократовых (фиг. 16) до меланократовых (см. фиг. 21, в), с переходом к гранодиорито-гнейсам, от мелкозернистых до грубозернистых, часто порфировидных.

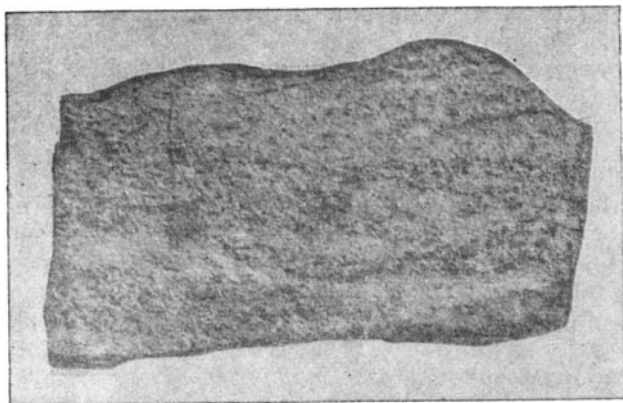
Наиболее значительны преобразования пород тумурзинской свиты в верховьях саев Курайлы и Татпен, где развиты гранито-гнейсы со значительным содержанием цветных минералов. Такие же гранито-гнейсы распространены южнее, на водоразделе сая Жаункар и р. Дюсембай. Гранито-гнейсы и гнейсы широко развиты на водоразделе Тумурза — Сары-сай. Менее значительно породы тумурзинской свиты гранитизированы к западу и юго-западу от горы Майткбе и в долине сая Дюсембай между саями Итас и Южный Сары-Булак. В разрезе тумурзинской свиты различные гранито-гнейсы возникли за счет преобразования полевошпатовых и амфиболо-полевошпатовых кварцитов, кварцево-двуслюдяных, кварцево-биотитовых и зеленых сланцев. Менее подвержены гранитизации и часто сохраняются среди гранито-гнейсов мономинеральные кварциты, с одной стороны, и параамфиболиты и пластовые габбро-амфиболиты — с другой. В результате изменений амфиболитов иногда образуются специфические «инъекционные» гнейсы или диоритовидные породы.

Постепенно переходы между полевошпатовыми и амфиболо-полевошпатовыми кварцитами и гранито-гнейсами, гранодиорито-гнейсами



Фиг. 16. Гранито-гнейс. Нат. вел.

можно видеть на водоразделе Тумурза — Сары-сай. Здесь кварциты превращены в микрогнейсы. Эти массивно-полосчатые мелкозернистые породы отличаются резкими фациальными изменениями по простиранию и быстрой сменой одних разностей другими. От лейкократовых почти белых, розоватых, светло-серых к мезократовым зелено-серым, буроватым микрогнейсам переход осуществляется путем изменения количественно-минералогических соотношений кварца, полевых шпатов и амфибола. Цветные минералы имеют ориентированное расположение.



Фиг. 17. Лейкократовый микрогнейс. Нат. вел.

Полевошпатовые микрогнейсы (фиг. 17) состоят из более или менее изометричных зерен кварца, плагиоклаза и нерешетчатого калинатрового полевого шпата, а также незначительного количества биотита, мусковита, рудных и аксессуарных минералов. В породе характерна равномернозернистая гранобластовая микроструктура.

На самой ранней стадии гранитизации в полевошпатовых кварцитах — равномернозернистых породах (фиг. 18, а) — особенно хорошо заметны новообразованные бластические структуры. Появляются отдельные мономинеральные обособления породообразующих минералов, в которых зерна имеют несколько различную оптическую ориентировку (фиг. 18, б). Она становится единой при разрастании порфиробласта. Общие ограничения этих порфиробластов очень неправильны, извилисты и прихотливы. В них включены мелкие зерна основной ткани, различных других минералов породы. В таких новообразованиях плагиоклаза не наблюдается кристаллографических ограничений и двойникового строения. В пятнистопелитизированном калинатровом полевошпате возникает нечеткая полисинтетически двойниковая решетка.

Скопления почти одновременно погасающих зерен кварца сложены более или менее изометричными и округлыми выделениями. Характерным для этих новообразований является значительное количество мелких включений биотита, пелитовых частиц и рудных минералов, неравномерно рассеянных внутри крупного обособления кварца, образовавшегося путем собирательной перекристаллизации. Размеры порфиробластов в 5—20 раз превосходят размеры зерен кварца, распространенного в полевошпатовых кварцитах.

Серые, зеленоватые амфиболо-полевошпатовые микрогнейсы состоят из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и роговой обманки.

Среди эпигенетических минералов часты мелкочешуйчатый мусковит и эпидот. Плагноклаз не имеет кристаллографических очертаний, и очень редко в нем наблюдается двойниковое строение. В единичных случаях методом симметричного погасания устанавливается угол погасания $10-12^\circ$, что соответствует альбит-олигоклазу. Роговая обманка находится в виде мелких удлинённых зерен, лишенных конечных граней выделений или мелких скоплений зерен. Она характеризуется ясным плеохроизмом от зеленовато-бурого до густо зеленого цвета. Часто ей сопутствуют рудные и акцессорные минералы, такие как апатит, сфен и циркон. В виде мелких агрегатных скоплений находится эпидот. Породы обладают нематогранобластовой микроструктурой.

В амфиболо-полевошпатовых микрогнейсах также ясно наблюдается перекристаллизация (фиг. 19). Наряду с отмеченными минералами укрупнение зерен наблюдается в роговой обманке (фиг. 20). Образуются сростания зерен с одинаковой или близкой оптической ориентировкой, совершенно лишенные кристаллографических ограничений. Извилистая форма их очертаний, по-видимому, связана с некоторым замещением их полевыми шпатами. С роговой обманкой в заметном количестве ассоциируют сфен и в небольшом количестве рудный минерал. Одновременно с перекристаллизацией меняется характер плеохроизма амфибола от буровато-зеленых тонов до сине-зеленых. При дальнейшей перекристаллизации и увеличении количества полевого шпата роговая обманка частично замещается биотитом, который возникает в виде агрегатных скоплений различно ориентированных чешуек. С ним иногда ассоциирует эпидот и сфен. Часто биотит замещается пеннином с аномальными окрасками. Сам биотит обладает резким плеохроизмом в густых зелено-бурых тонах. В породе часты эпидотовые прожилки.

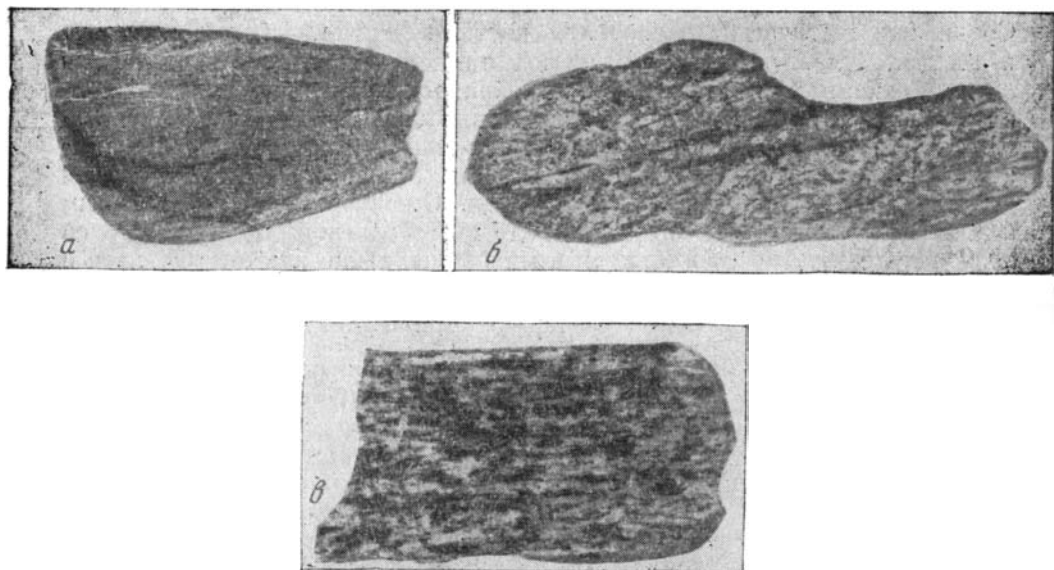
С развитием мономинеральных обособлений минералов в различных типах микрогнейсов структура породы становится все более гетеробластовой. Полевые шпаты приобретают облик субтаблитчатых порфиробластов. В плагноклазе появляется двойниковое строение.

Выделения микроклина имеют характер метакристаллов. Микроклин частично замещает плагноклаз. Метасоматически по микроклину иногда развивается шахматный альбит. На границе с порфиробластами микроклина в мелких зернах плагноклаза образуются мермикиты. Между порфиробластовыми выделениями минералов находится мелкозернистый агрегат кварца и полевых шпатов, в тем меньшем количестве, чем более перекристаллизована порода. Калинатровый полевой шпат и кварц иногда совместно или раздельно слагают прожилки.

Таким образом, в микрогнейсах наблюдается перекристаллизация с увеличением размеров зерен минералов и сопутствующие ей метасоматические замещения минералов с образованием более крупнозернистых структур и появлением пород типа лейкократовых и мезократовых гнейсов, гранито-гнейсов и гранодиорито-гнейсов в соответствии с первичным составом тех или иных микрогнейсов.

Лейкократовые гранито-гнейсы имеют гетеробластовые гранобластовые микроструктуры, сложенные крупными, лишенными кристаллографических граней порфиробластами плагноклаза, кварца и микроклина и мелкими агрегатными скоплениями бластических зерен кварца и полевых шпатов между ними. Гранито-гнейсы, возникшие по полевошпатово-амфиболовым кварцитам, содержат заметное количество биотита, часто хлоритизированного. Очевидно, более поздними являются секущие прожилки кварцево-микроклинового состава.

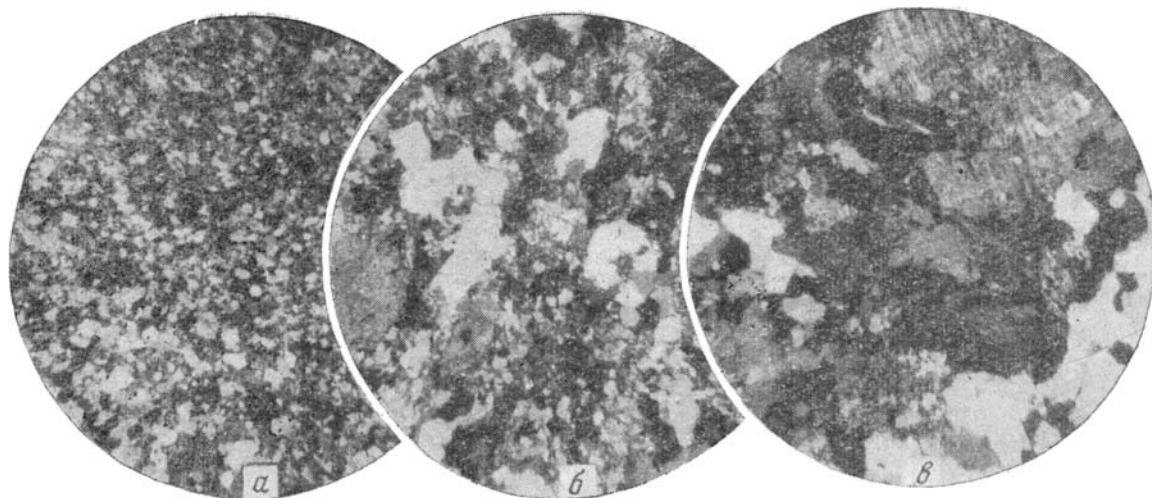
Кварцево-биотитовые и кварцево-двуслюдяные сланцы в наименее измененных разностях представляют собой коричневатые тонкозер-



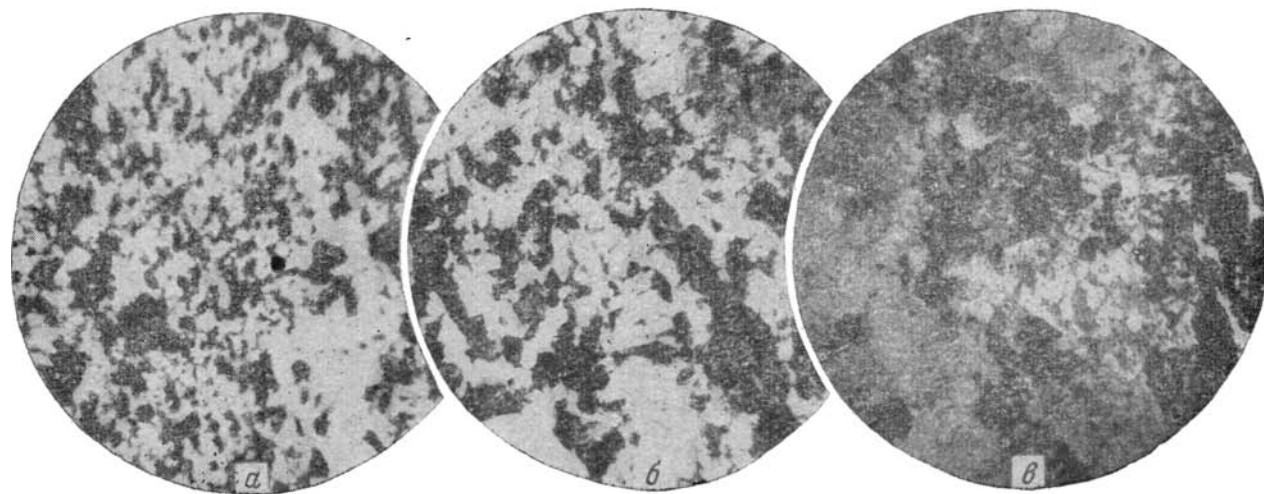
Фиг. 19. Мезократовый микрогнейс (а), гнейс (б), гранодиорито-гнейс (в).
Нат. вел.

нистые и тонкополосчатые породы (фиг. 21). На первой стадии изменения с перекристаллизацией породы они становятся более крупнозернистыми и могут быть названы биотитовыми и двуслюдяными гнейсами. Далее весьма характерно для них в процессе гранитизации появление тонких линзовидных лейкократовых обособлений. Появляются сначала единичные, а далее обильные порфиробласты полевого шпата, и порода приобретает облик очкового гнейса. В мелкоочковых разностях основная масса породы еще остается мелкозернистой. В дальнейшем же, при увеличении количества и размеров «глазков», она становится более яснозернистой и уменьшается относительное количество биотита. Слоистая текстура становится менее отчетливой и скорее может быть названа гнейсовидной. Цветные минералы огибают образовавшиеся порфиробласты и иногда бывают включены в них. В гранито-гнейсах — породах с гетеробластовой структурой — отдельные порфиробласты микроклина достигают размеров 1—1,5 см в диаметре, в среднем же они имеют размеры 0,5—0,7 см. Все эти в разной степени измененные породы можно видеть в хороших обнажениях в широтном течении сая Дюсембай.

При изучении пород под микроскопом в составе кварцево-биотитовых и двуслюдяных сланцев установлены кварц, биотит, мусковит и в незначительном количестве — полевой шпат. В составе кварцево-биотитовых гнейсов главную роль играют кварц и бурый биотит, в подчиненном количестве встречены плагиоклаз, микроклин и мусковит, а также акцессорные минералы апатит и циркон. Порода обладает лепидогранобластовой структурой с размером зерен 0,1—0,08 мм. В крупнозернистых гнейсах микроклин, увеличиваясь в размерах, корродирует биотит и мусковит. В нем появляется нечеткая микроклиновая решетка. В основной ткани породы присутствует микроклин с груборешетчатым строением. Возникающие порфиробласты плагиоклаза без четких кристаллографических очертаний приобретают полисинтетически двойниковое строение. Структура породы становится гетеробластовой.

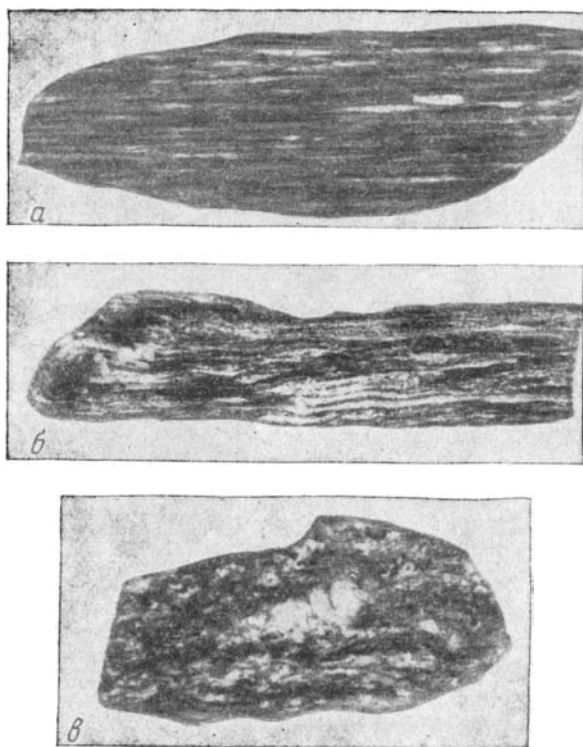


Фиг. 18. Изменение микро-
структуры при преобразо-
вании полевошпатового
кварцита (а) в гнейс (б) и
гранито-гнейс (в). Объек-
тив $\times 3$, николи +



Фиг. 20. Изменение микро-
структуры при преобразова-
нии мезократового микро-
гнейса (а) в гнейс (б) и
гранодиорито-гнейс (в).
Объектив $\times 3$, при одном
нике

Подобные же явления происходят в двуслюдяных гнейсах, в которых также с перекристаллизацией породы возникают участки более крупнозернистого сложения. Порфиробласты калинатрового полевого шпата имеют лишь неясную микроклиновую решетку и содержат большое количество включений реликтового плагиоклаза и мусковита. Характерно, что в гранито-гнейсах, возникших по кварцево-биотитовым



Фиг. 21. Кварцево-биотитовый сланец (а), биотитовый микрогнейс (б), крупнозернистый гнейс (в).

сланцам, биотит преобладает над мусковитом и содержится в заметном количестве. Частично он подвергается замещению хлоритом.

Полевошпато-хлоритовые сланцы состоят из плагиоклаза, замещенного кальцитом и мусковитом, и хлорита, почти нацело замещающего биотит. В хлорите встречены реликты биотита и сагенитовые решетки. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен и рудные.

В гранито-гнейсах, образовавшихся по этим породам, относительно мало порфиробластовых образований микроклина, и он характеризуется четкой грубой решеткой. Плагиоклаз же типа олигоклаз-альбита с полисинтетически двойниковым строением по альбитовому закону, резко преобладает над калиевым полевым шпатом. Он также не имеет кристаллографических ограничений. По плагиоклазу развивается мусковит. В породе много хлорита, который находится в виде агрегатных скоплений и содержит включения рудных минералов и сагенита. Кварц также имеет тенденцию к образованию крупных скоплений различного ориентированных зерен.

При описании гранитизированных пород Южного Улутау было уделено особое внимание явлениям перекристаллизации, так как они редко-

отмечаются, в то время как метасоматические преобразования широко известны и очень подробно описаны в ряде работ по смежным территориям (Трусова, 1956; Вишневская, 1957).

Рассматривая морфологию и пространственные соотношения минералов в породах, подвергшихся гранитизации, следует отметить, что с усилением этого процесса плоско-параллельная сланцеватая текстура первичных пород становится все менее ясно выраженной. Линейная ориентировка минералов в гнейсах менее отчетлива и еще слабее проявлена в гранито-гнейсах. В очковых гнейсах крупные новообразованные порфиробласты каликатового полевого шпата изометричной формы нарушают ясную гнейсовую текстуру породы.

В гранито-гнейсах обильные порфиробласты придают породе массивное сложение, а мелкозернистый агрегат зерен между ними лишь изредка обнаруживает полосчатое строение. Лишь более «консервативные» цветные минералы сохраняют подобие первичной ориентировки. Чем больше их в породе, тем отчетливее выражена гнейсовидная текстура в гранито-гнейсах, в которых она остается как реликт первичных полосчатых слоистых текстур, и ориентировка цветных минералов гранито-гнейсов совпадает с простираниями горизонтов кварцитов и пачек гнейсов, в меньшей степени переработанных гранитизацией.

Химизм процесса гранитизации

В многочисленных работах, посвященных изучению процесса гранитизации, установлены общие закономерности в изменениях баланса вещества. Как правило, отмечается привнос кремнезема и щелочей и вынос железо-магнезиальных компонентов и извести (Судовиков, 1959; Вишневская, 1957). В целом такова направленность процесса на многочисленных изученных объектах. Однако разнообразие вещественного состава первичных пород описанного района приводит к несколько иным соотношениям в балансе порообразующих компонентов в процессе гранитизации.

Естественно, что поставленная задача требует правильного подбора парных образцов и достаточно большого количества химических анализов для того, чтобы эти данные приближались к статистическим.

Выбор образцов для химических анализов сделан тщательно, но они были взяты из территориально разобщенных участков, так как между площадями развития пород, не подвергшихся гранитизации, с одной стороны, и соответствующих гранито-гнейсов — с другой, залегают промежуточные разности. Ограниченные возможности с изготовлением силикатных анализов позволяют наметить лишь общие качественные изменения при сравнении наименее измененных пород дюсембайской и тумурзинской свит с соответствующими типами гранито-гнейсов.

Чтобы полнее вскрыть соотношения основных порообразующих компонентов, мы попытались использовать различные способы пересчетов, из которых наиболее удачным является кислородный метод Барта (Четвериков, 1956). Этот метод пересчета основан на представлении о постоянстве объема горных пород при метасоматических процессах и на неизменном количестве ионов кислорода, слагающих главный объем в структурных решетках силикатов.

Является ли объем горных пород постоянным в процессе гранитизации?

Сохранение текстурных особенностей пород, по-видимому, свидетельствует в пользу этого. Однако количество ионов в единице объема

не постоянно, так как упаковка ионов не всегда бывает плотнейшей. Несмотря на возражение относительно постоянного количества ионов кислорода, В. Г. Боголепов (1958) отмечает, что сравнение формул пород, вычисленных по кислородному методу и вычисленных с учетом плотностей упаковок минералов, дает близкие результаты.

Данные, полученные по методу Барта, сгруппированы на вертикальных линиях (фиг. 22), на которых отложены количества ионов каждого элемента в стандартной ячейке. В силу отмеченных выше сложностей в подборе сравниваемых образцов и небольшого количества анализов правильнее сравнивать не парные образцы, а группы парных образцов, выявляя интервалы значений ионов в первичных породах и соответствующих гранито-гнейсах. Для кварцево-мусковитовых и кварцево-биотитовых сланцев, к сожалению, имеются лишь единичные анализы и поэтому элемент случайности в них значительнее.

Для порфиroidов и соответствующих гранито-гнейсов формулы, рассчитанные по способу Барта (Четвериков, 1956), характеризуются следующими числами катионов в стандартной ячейке:

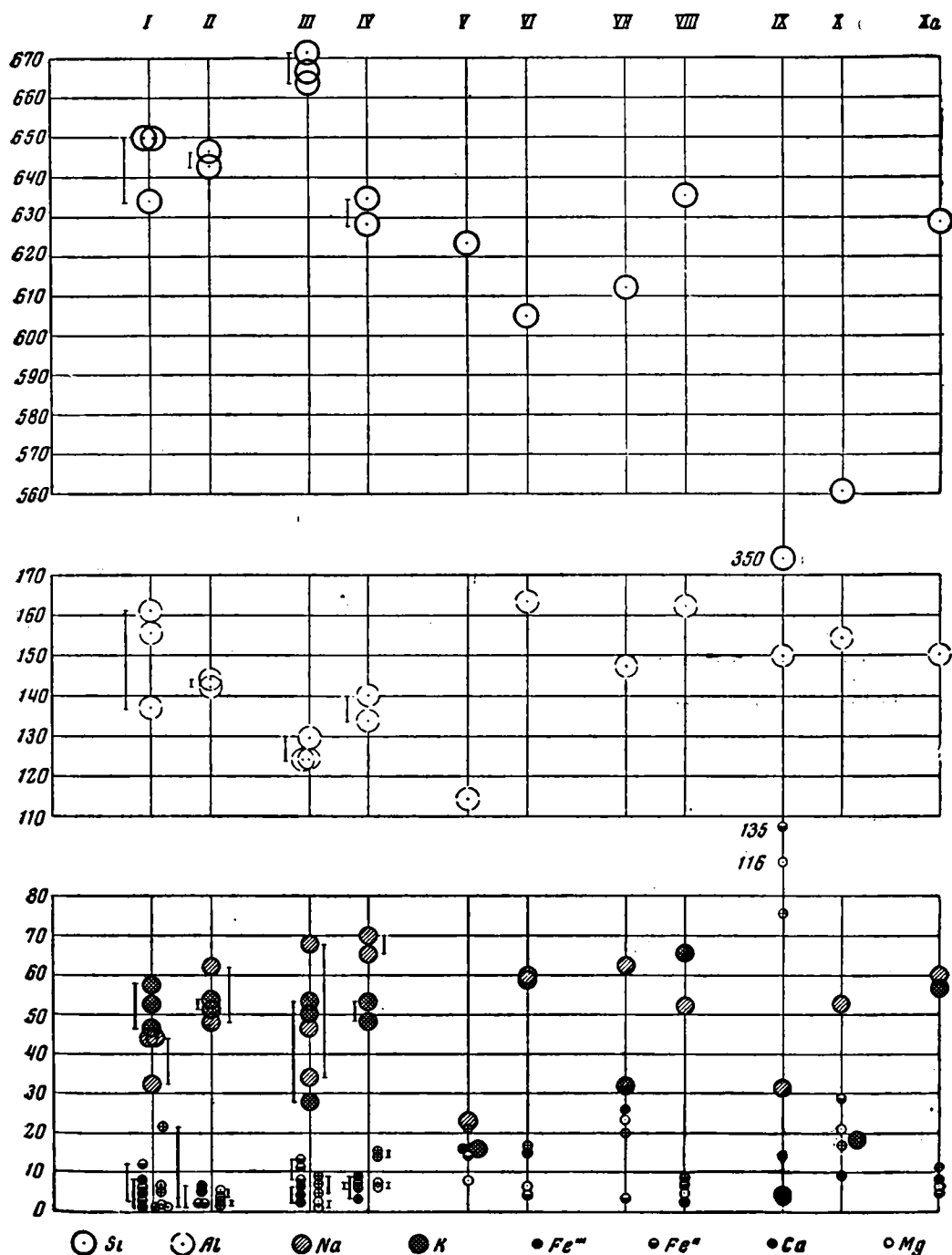
		K	Na	Ca	Mg	Fe ²	Fe ³	Al	Ti	Si
Ia	—	46	44	1	1	3	4	155	—	650
Iб	—	53	44	5	2	6	8	137	—	650
Iв	—	59	32	21	7	12	1	161	3	634
IIa	—	51	64	1	3	1	6	143	2	648
IIб	—	52	49	2	5	1	5	144	2	643

Как видно из формул и графического их изображения, содержания компонентов в порфиroidах и гранито-гнейсах довольно близки (табл. 5). За исключением натрия, кальция и двухвалентного железа, значения остальных катионов в гранито-гнейсах находятся в пределах их содержания в порфиroidах. При этом в гранито-гнейсах содержание катионов натрия увеличивается, а кальция и железа — уменьшается. Такие изменения в содержании катионов натрия и кальция могут быть связаны с развитием более кислого плагиоклаза в гранито-гнейсах по сравнению с некоторыми порфиroidами. Возможен некоторый вынос калия в процессе гранитизации, так как по имеющимся анализам среднее содержание его катионов в порфиroidах 52,7, а в гранито-гнейсах 51,5.

Для полевошпатовых кварцитов и соответствующих гранито-гнейсов рассчитаны следующие формулы катионов в стандартной ячейке:

		K	Na	Ca	Mg	Fe ²	Fe ³	Al	Ti	Si
IIIa	—	29	68	8	3	8	4	130	2	664
IIIб	—	50	47	5	1	13	6	124	2	667
IIIв	—	54	34	7	2	11	2	124	2	671
IVa	—	49	66	15	7	6	4	134	1	635
IVб	—	54	70	14	6	7	9	140	2	628

Из сравнения составов этих пород можно видеть, что особенно существенны различия в содержании катионов силиция, и количество их заметно меньше в гранито-гнейсах по сравнению с исходными породами (табл. 6). Относительно увеличивается содержание алюминия, кальция, магния и трехвалентного железа. Значения щелочных катионов гранито-гнейсов отвечают верхним пределам содержаний их в полевошпатовых кварцитах. Так же, как в первой группе пород, несколько уменьшается в гранито-гнейсах содержание двухвалентного железа.



Фиг. 22. Сравнение результатов химических анализов пород. Пересчет по методу Барта.
 I — порфиронды; II — лейкократовые гранито-гнейсы; III — лейкократовые микрогнейсы; IV — лей-
 кократовые гранито-гнейсы; V — двуслюдяной сланец; VI — гранито-гнейс; VII — кварцево-биоти-
 товый сланец; VIII — биотитовый гранито-гнейс; IX — хлоритовый сланец; X — меланократовый
 гранито-гнейс; Xa — средний состав гранито-гнейсов Южного Улутая (7 анализов)

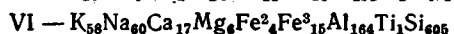
Таблица 5

Химические составы (в вес. %) порфиринов и гранито-гнейсов
и количество электроположительных ионов в стандартной ячейке

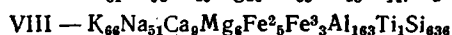
Компонен- ты	Ia	Iб	Iв	IIa	IIб	Компонен- ты	Ia	Iб	Iв	IIa	IIб
SiO ₂	76,02 650	75,20 650	69,25 634	75,60 648	74,99 643	Na ₂ O	2,68 44	2,58 44	1,81 32	3,74 62	3,06 49
TiO ₂	—	—	0,36 3	0,25 2	0,29 2	K ₂ O	4,20 46	4,80 53	5,14 59	4,68 51	4,95 52
Al ₂ O ₃	15,40 155	13,48 137	15,00 161	14,17 143	14,35 144	H ₂ O ⁻	0,16 10	0,16 10	—	0,16 10	0,20 12
Fe ₂ O ₃	0,77 4	1,29 8	0,11 1	0,90 6	0,82 5	H ₂ O ⁺	0,07 8	0,28 14	—	0,16 7	0,36 20
FeO	0,44 3	0,88 6	1,60 12	0,20 1	0,20 1	P ₂ O ₅	0,62			0,11	0,11
MnO	—	0,02	0,06	—	—	CO ₂	0,08	0,32		0,27	0,02
						П. п. п.			1,40		
MgO	0,08 1	0,20 2	0,53 7	0,24 3	0,40 5	Сумма	100,60	99,73	97,45	100,55	99,97
CaO	0,08 1	0,52 5	2,19 21	0,06 1	0,24 2						

Ia, обр. 185 — порфирионд, район сопки Кантлюбе. Аналитик Е. С. Шишова, 1955 г.;
Iб, обр. 350a — порфирионд, район верховьев р. Дюсембай. Аналитик А. Н. Зарубицкая,
1956 г.; Iв, обр. 1371 — порфирионд, к северу от сая Итас. Аналитик А. Ф. Колчанова,
1957 г.; IIa, обр. 2935a — лейкократовый гнейс, верховья сая Ащилы. Аналитик Е. С.
Шишова, 1958 г.; IIб, обр. 2935д — гранито-гнейс, верховья сая Ащилы. Аналитик
Е. С. Шишова, 1958 г.

Значительно более существенны изменения при гранитизации пород, заметно отличающихся по составу от среднего гранита. Для различных типов сланцев и соответствующих гранито-гнейсов вычислены следующие формулы по методу Барта:



для двуслюдяных сланцев и гранито-гнейсов;



для биотитовых сланцев и гранито-гнейсов;



для хлоритовых сланцев и гранито-гнейсов.

Для проанализированных гранито-гнейсов (VI, VIII, X) можно отметить увеличение количества катионов калия и алюминия и уменьшения кальция, магния и трехвалентного железа (табл. 7). Однако другие компоненты ведут себя по-разному. В биотитовых гранито-гнейсах (VIII) уменьшается количество катионов натрия по сравнению со сланцами, тогда как в других гранито-гнейсах (VI, X) оно существенно увеличивается. Количество катионов двухвалентного железа почти одинаково в кварцево-биотитовых сланцах и биотитовых гнейсах, в то время как их заметно меньше в гранито-гнейсах (VI, X) по сравнению

Химический состав (в вес %) полевошпатовых кварцитов и гранито-гнейсов и количество электроположительных ионов в стандартной ячейке

Компо- ненты	IIIa	IIIб	IIIв	IVa	IVб	Компо- ненты	IIIa	IIIб	IIIв	IVa	IVб
SiO ₂	76,56 664	76,13 667	6,81 671	73,85 635	71,88 628	MgO	0,20 3	0,01 —	0,08 2	0,56 7	0,46 6
TiO ₂	0,18 2	0,20 2	0,20 2	0,07 1	0,17 2	GaO	0,85 8	0,56 5	0,70 7	1,60 15	1,52 14
Al ₂ O ₃	12,71 130	12,00 124	12,00 124	12,96 134	13,65 140	Na ₂ O	4,00 68	2,77 47	2,02 34	3,92 66	4,16 70
Fe ₂ O ₃	0,72 4	0,94 6	0,30 2	0,64 4	1,47 9	K ₂ O	2,61 29	4,51 50	4,96 54	4,42 49	4,96 54
FeO	1,15 8	1,68 13	1,50 11	0,90 6	1,03 7	H ₂ O ⁻ H ₂ O ⁺	Не опреде- лено			0,28 16	0,48 27
MnO	0,02 —	0,02 —	0,02 —	0,08 —	0,06 —	CO ₂	0,26	0,23	0,11		
						Прочие					
						Сумма	99,0	99,05	98,70	99,45	99,84

IIIa, обр. 2562 — полевошпатовый кварцит, к западу от сопки Кергет. Аналитик А. Ф. Колчанова, 1957 г.; IIIб, обр. 23896 — полевошпатовый кварцит, район сопки Кант-тюбе. Аналитик А. Ф. Колчанова, 1957 г.; IIIв, обр. 645 — лейкократовый микрогнейс, водораздел Тумурза, Сары-сай. Аналитик А. Ф. Колчанова, 1957 г.; IVa, обр. 492 — гранито-гнейс, сопки Кюгенжол. Аналитик М. Н. Веприщева, 1956 г.; IVб, обр. 641 — гранито-гнейс, водораздел Тумурза — Сары-сай. Аналитик М. Н. Вепринцева, 1956 г.

с соответствующими сланцами (V, IX). Так же различно и поведение катионов силиция.

В двуслюдяных сланцах, по-видимому, было избыточное содержание кварца и некоторое количество кальцита. Увеличение количества катионов алюминия, натрия и калия связано с новообразованием полевых шпатов. Преобразования кварцево-биотитовых сланцев ведут к новообразованию микроклина и мусковита при частичном замещении биотита, плагиоклаза и кварца. И, наконец, при гранитизации зеленых сланцев альбит-олигоклаз и цветные минералы замещаются микроклином, кислым плагиоклазом и кварцем. Таким образом, изменения в породах проявлены различно в зависимости от первичного состава пород.

Особенности первоначального состава пород находят отражение в вариациях составов гранито-гнейсов. Одни разности гранито-гнейсов пересыщены глиноземом, другие относятся к нормальному типу пород. Как можно видеть на фиг. 22, интервалы значений ионов основных породообразующих компонентов достаточно велики.

Если рассмотреть поведение катионов в разных типах пород, то, как видно из графического сравнения, количество ионов силиция в порфириодах (I) и соответствующих гранито-гнейсах (II) близко. В двуслюдяных и полевошпатовых кварцитах оно заметно выше, чем в соответствующих гранито-гнейсах, а в остальных типах пород его меньше. Таким образом, можно говорить о выносе этого компонента из одних пород и привносе в другие в процессе гранитизации.

Количество ионов алюминия в гранито-гнейсах (II) находится в пределах его значений в порфириодах. Некоторое увеличение алюминия в гранито-гнейсах (IV), образовавшихся по полевошпатовым кварцитам, по сравнению с последними, вероятно, является относительным, вследствие резкого уменьшения в гранито-гнейсах такого более подвижного компонента, как силиций. В двуслюдяных и биотитовых

**Химический состав (в вес. %) сланцев и гранито-гнейсов
и количество электроположительных ионов в стандартной ячейке**

Компо- ненты	V	VI	VII	VIII	IX	X	Компо- ненты	V	VI	VII	VIII	IX	X
SiO ₂	75,86 624	69,04 605	70,68 612	71,76 636	41,12 350	65,96 561	CaO	2,40 21	1,80 17	2,19 20	1,06 9	8,20 75	1,91 17
TiO ₂	0,31 1	0,28 1	0,62 2	0,03 —	1,4 9	0,65 4	Na ₂ O	1,39 23	3,58 60	3,72 63	3,06 51	1,90 3	3,22 53
Al ₂ O ₃	11,70 114	15,95 164	14,36 147	15,63 163	15,0 150	15,96 154	K ₂ O	1,45 16	5,22 58	2,83 31	5,93 66	0,28 3	1,6 18
Fe ₂ O ₃	2,51 16	2,34 15	0,51 23	0,52 3	2,25 14	1,41 9	H ₂ O ⁻	0,20 4	0,16 4	—	—	0,80 40	0,03
FeO	2,10 14	0,60 4	3,16 3	0,69 5	9,50 135	3,89 28	H ₂ O ⁺	1,16 43	0,48 33	0,33 19	—	5,96 343	2,11 122
MnO	0,05 —	—	0,09 —	0,14 —	0,10 —	0,02 —	CO ₂					3,96 —	0,80
MgO	0,65 8	0,50 6	2,01 26	0,52 6	9,10 116	1,65 21	Сумма	99,78	99,95	100,50	99,34	99,57	98,74

V, обр. Т₁ж — двуслюдяной сланец, среднее течение р. Дюсембай. Аналитик В. И. Клитина, 1959 г.; VI, обр. 1550 — гранито-гнейс, среднее течение р. Дюсембай. Аналитик В. И. Клитина, 1959 г.; VII, обр. 16696 — кварцево-биотитовый сланец, среднее течение р. Дюсембай. Аналитик В. И. Клитина, 1959 г. VIII, обр. 1669в — биотитовый гранито-гнейс, среднее течение р. Дюсембай. Аналитик В. И. Клитина, 1959 г.; IX, обр. 666 — хлоритовый сланец, к западу от горы Таскудук. Аналитик Н. В. Маркова, 1959 г.; X, обр. 66в — гранито-гнейс, к западу от горы Таскудук. Аналитик В. Н. Маркова, 1959 г.

сланцах (V, VII) более значительная разница в содержании алюминия, по сравнению с гранито-гнейсами (VI, VIII), по-видимому, связана с пригносом этого относительно мало подвижного компонента.

Интересны соотношения катионов калия и натрия. Они ведут себя по-разному. Количества ионов калия в гранито-гнейсах (II, IV) находятся в пределах их содержания в порфириодах и полевошпатовых кварцитах. Причем верхний предел содержания ионов калия в порфириодах несколько выше, чем в гранито-гнейсах, а в полевошпатовых кварцитах максимальные значения ионов калия соответствуют значениям в гранито-гнейсах (IV). Количество ионов натрия заметно увеличивается в гранито-гнейсах (II, IV) по отношению к содержанию их в соответствующих первичных породах. Заметное повышение содержания щелочных катионов происходит в гранито-гнейсах (VI) по сравнению с содержанием в кварцево-мусковитовых сланцах. И, наконец, в гранито-гнейсах (VIII) значения для ионов натрия несколько ниже, а для калия выше, чем в кварцево-биотитовых сланцах.

В поведении катионов кальция наблюдаются также различные соотношения в исходных породах и соответствующих гранито-гнейсах. Если в гранито-гнейсах (II, VI, VIII) содержание кальция заметно меньше, чем в первичных породах (I, V, VII), то по сравнению с полевошпатовыми кварцитами в гранито-гнейсах происходит увеличение его значений. В отношении железо-магнезиальных компонентов можно видеть, что интервалы содержания ионов трехвалентного железа почти во всех соответственно сопоставляемых типах пород близки, кроме кварцево-биотитовых сланцев, где значение их много выше, чем в гранито-гнейсах (VIII).

Для ионов двухвалентного железа наблюдается обратное соответствие: уменьшение их в гранито-гнейсах (II, IV, VI) по сравнению с соответствующими исходными породами. Однако незначительное увеличение их в гранито-гнейсах (VIII), по-видимому, относительно, так

как происходят заметные уменьшения в содержании таких катионов, как трехвалентное железо и кальций.

Значительное уменьшение ионов магния устанавливается лишь в гранито-гнейсах (VIII) по отношению к кварцево-биотитовым сланцам. В других же породах их значения близки в сравниваемых группах пород.

Таким образом, сопоставление баланса вещества по методу Барта показывает, что при преобразовании различных типов пород в породы, по составу близкие к гранитному, происходит избирательное перемещение основных породообразующих компонентов. Не говоря о точных количественных значениях привноса — выноса ионов, можно видеть в различных типах пород разную тенденцию. В этом отношении справедливо замечание Н. А. Елисеева (1951), критиковавшего Н. Г. Судовикова (1950) за представления о единообразном привносе щелочей и SiO_2 и выносе железо-магнезиальных компонентов. На изученном примере можно видеть, что такого единого процесса нет и что привнос и вынос главных породообразующих компонентов существенно зависит от состава пород, подвергшихся гранитизации.

Метасоматические явления, отмеченные при описании гранитизированных пород, вероятно, связаны с местными преобразованиями, происходящими в породе. Отсюда происходит появление кальцита или эпидота в тонких прожилках в гранодиорито-гнейсах при замещении плагиоклаза микроклинном, мелких зерен рудных минералов в мусковите, развивающемуся по биотиту, и т. д. По-видимому, «инертность» чисто кварцевых кварцитов и устойчивость против гранитизации прослоев или пластовых тел основных пород также связана с тем, что в силу локальности метасоматических преобразований породы, не содержавшие щелочей или содержащие в небольшом количестве, не получают их извне. Такое ограниченное в пространстве проявление метасоматических изменений, по-видимому, скорее отвечает процессу метаморфической дифференциации, которая, по мнению Н. А. Елисеева (1959), занимает промежуточное положение между изохимическим метаморфизмом и метасоматическими процессами. Поэтому так существенно состав гранито-гнейсов зависит от состава пород, подвергшихся гранитизации.

В работе не рассмотрена физико-химическая сторона процесса гранитизации, так как она далеко выходит за рамки поставленной задачи.

Особенности процесса гранитизации пород Южного Улутау

Как было показано выше, явления перекристаллизации имеют большое значение в процессе гранитизации. Эти явления, как отмечает Д. П. Григорьев (1956), очень широко развиты в природе и хорошо изучены на примере рудных минералов, природных солей и пегматитов. Д. П. Григорьев (1956) определяет явления перекристаллизации как процесс приспособления кристаллов и кристаллических агрегатов, возникших в одних условиях, к новым изменившимся условиям, путем перераспределения слагающего их вещества, с сохранением тех же самых минеральных видов. Одним из различных возможных случаев перекристаллизации является собирательная перекристаллизация, ведущая к концентрации в определенных центрах вещества, рассеянного среди других минералов, к образованию более крупных зерен из зерен, рассеянных в массе породы. Центрами собирательной перекристаллизации могут быть первоначальные более крупные зерна, так как мелкие скорее растворимы (Коржинский, 1953). В первичнопорфировых породах бластические участки тяготеют к участкам наибольших градиентов в размерах зерен.

С физико-химической стороны перекристаллизации способствуют присутствие растворителя и повышение температуры. Явление перекристаллизации вызвано стремлением к уменьшению поверхностной энергии кристаллов, что достигается возрастанием величины зерен. Так как сам процесс собирательной перекристаллизации связан с растворением и переотложением вещества, то с достаточным основанием можно предположить, что, чем более интенсивно он будет происходить, тем вероятнее при этом проявление местных метасоматических реакций.

Одновременно с перекристаллизацией в изученных породах происходят два типа изменений.

1. Некоторые изменения в составе минералов, возникших путем собирательной перекристаллизации.

2. Собственно метасоматические замещения одних минералов другими.

К сожалению, не было возможности проанализировать минералы, слагающие в разной степени гранитизированные породы. Однако изменения плеохроизма роговой обманки указывают на вероятное повышение ее железистости в разностях с сине-зелеными цветами плеохроизма по сравнению с буровато-зелеными. И. И. Вишневская (1957) и И. Ф. Трусова (1960₂) отметили увеличение железистости мусковита в процессе гранитизации.

Метасоматические преобразования пород происходят тем интенсивнее, чем значительно по составу отличается «исходная» порода от состава гранита. Но в изученном районе это явление ограничено, и породы типа мономинеральных кварцитов и основные сохраняются при гранитизации, претерпевая лишь частичную фельдшпатизацию.

Как было отмечено выше, наряду с микроклином, который содержит остатки незамещенного плагиоклаза и обладает тонкой двойниковой решеткой, в породах иногда встречается свежий, почти не пелитизированный микроклин. Он присутствует в виде линзовидных мономинеральных обособлений или рассеянных в породе изометричных зерен, лишь в слабой мере корродирующих плагиоклаз. Последний иногда включен в более крупные бластические новообразования микроклина. В этом типе микроклина бывает слабоволнистое погасание или четкая, но грубая микроклиновая решетка (см. фиг. 14). Но в нем не встречено двойников по простому закону и пертитовых вростков альбита. Наблюдалась коррозия микроклина первого типа микроклином второго типа, являющимся, таким образом, более поздним (см. фиг. 15).

Первый тип микроклина развивается метасоматически. Он обычен для пород, первично содержащих калиевый полевой шпат. Второй — шире распространен в породах, первоначально не имевших его, и, по-видимому, является инъекционным. Оба типа встречены как совместно, так и порознь. В первом случае степень четкости микроклиновой решетки в них близка.

Появление микроклиновой решетки, более или менее отчетливой, может быть понято в свете работ по изучению структурных превращений в полевых шпатах. А. С. Марфунин (1956), подчеркнувший большое значение таких превращений, указывает на то, что разделение калинатовых полевых шпатов на моноклинные и триклинные является условным. Существует ряд структурных состояний полевых шпатов. Этот ряд зависит от степени упорядочения в распределении Al и Si в алюмокремнекислородном тетраэдрическом каркасе структуры. Степень упорядочения контролирует величину угла оптических осей $2V$, которая увеличивается с постепенным переходом моноклинной сингонии в триклинную. В то же время изменение $2V$ не зависит от состава калинатового полевого шпата.

Постепенные переходы от нерешетчатого калинатового полевого

шпата в порфироидах к нечеткорешетчатым и далее к яснорешетчатым, очевидно, связаны с разными стадиями упорядочения внутреннего строения в процессе гранитизации. При этом меняется оптическая ориентировка минерала и увеличивается угол оптических осей $2V$ от $-72-74^\circ$ до $-80-86^\circ$. Представляя, что точность замеров на столике Федорова относительно невелика (Марфуний, 1956), все же при многочисленных замерах можно говорить об общей тенденции оптических констант микроклинов. Характерно, что в нерешетчатых разностях как первого пелитизированного, так и второго чистого каликатровых полевых шпатов значения $2V$ находятся в пределах $-70-74^\circ$ (см. табл. 3, 4). С упорядочением во внутреннем строении значение $2V$ увеличивается, достигая максимального $84-86^\circ$ в микроклинах обоих типов. Таким образом, сами по себе данные о значениях $2V$ не могут служить для установления того или другого типа микроклина. Такими критериями являясь морфологические особенности каликатрового полевого шпата, его взаимоотношения с другими минералами.

Специального рассмотрения заслуживает вопрос о происхождении полосчатых текстур гранито-гнейсовых комплексов. В. А. Николаев (1953) перечисляет возможные способы их возникновения. Они могли образоваться:

1. В результате перекристаллизации слоистых осадочных пород, гнейсовидность представляет собой реликтовую текстуру парагнейсов.

2. То же, как реликтовая текстура первоначально слоистых пород, но в условиях значительных дифференциальных движений и (или) метасоматических изменений в составе слоев.

3. В результате метасоматоза и метаморфической дифференциации.

4. За счет инъекции магматического расплава по слоистости или сланцеватости или «выпотов» магматического материала.

5. В результате движения кристаллизующейся магмы, как текстура течения.

6. Вследствие наложения кристаллизации, метаморфизма и метаморфической дифференциации на предыдущий тип текстуры.

Генезис каждого типа текстур может быть обоснован, по мнению В. А. Николаева, особенностями химического и минералогического состава, микротекстурами отдельных слоев, результатами детального картирования и изучения соотношений с региональными структурами разного порядка, прослеживанием изменений текстурных особенностей по простиранию, применением микроструктурного анализа.

Рассмотренные выше преобразования гранитизированных пород Южного Улутау позволяют объяснить полосчатые текстуры гнейсов как результат перекристаллизации стратифицированных толщ, а менее ярко выраженные гнейсовидные текстуры в гранито-гнейсах — следствие метасоматических изменений, частично нарушающих реликтовые полосчатые текстуры парагнейсов. При этом как перекристаллизация, так и метасоматические преобразования ведут к нарушению полосчатых текстур, связанных с первичной слоистостью.

Геологическое обоснование гнейсовидности как текстуры, унаследованной от стратифицированных осадочных и вулканогенных пород, будет дополнительно рассмотрено ниже в главе «Тектоника».

Изучение последовательного преобразования структур и состава пород, подкрепленное сопоставлением химических составов пород, в которых выявлена зависимость состава гранито-гнейсов от первичного состава пород, привело нас к выводу о большой роли явлений перекристаллизации на ранних стадиях процесса гранитизации и усилению явлений метасоматоза при более значительных преобразованиях, а также к предположению о локальности метасоматических явлений, связанных с перераспределением вещества.

В отличие от гранито-гнейсов, граниты Южного Улутау имеют массивное сложение, равномернозернистую гранитную структуру и более или менее однообразный состав.

Граниты образуют ряд линзовидных тел, вытянутых в меридиональном направлении более чем на 100 км. Протяженность отдельных массивов не превышает 20 км, ширина — не больше 4—5 км. Они залегают среди пород докембрия, в ядрах антиклинальных структур. Южные гранитные массивы — Бозингенский, Жаункарский и Куламба́йский приурочены к более древней части структуры и находятся среди пород дюсембайской свиты и гранито-гнейсов. Северные массивы — Актасский и Усгырлытау расположены среди отложений сарысайской свиты. В ряде мест граниты перекрыты девонскими и каменноугольными отложениями.

Не всегда можно установить, представляют ли разобщенные участки развития гранитов единое тело на глубине, а поэтому мы опишем их в виде отдельных массивов, как они обнажены на современном эрозионном срезе.

Бозингенский массив

Самый южный Бозингенский массив представляет собой незначительный по площади выход плохо обнаженных гранитов. Массив этот откартирован по редким коренным выходам и россыпи дресвы. Его площадь 5—6 км². Насколько можно судить по единичным коренным выходам, к востоку от гранитов залегают гранито-гнейсы, к западу — порфиroidы дюсембайской свиты. Взаимоотношения всех этих пород здесь наблюдать не удастся. В верховьях сая Бозинген массив с юга ограничен разломом. Разлом имеет северо-западное направление, и к юго-западу от него обнажены неизменные порфиroidы дюсембайской свиты. Южнее разлома, вплоть до погружения древней структуры под мезо-кайнозойские отложения Чуйской синеклизы, граниты не встречены.

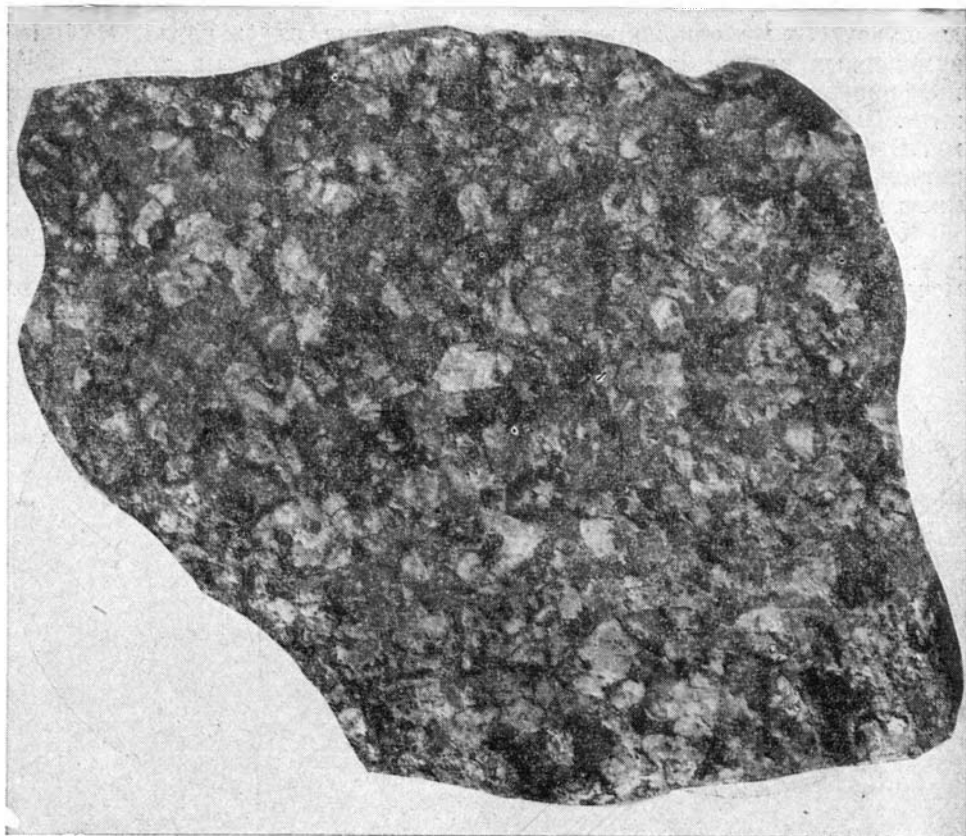
Жаункарский массив

Массив имеет в плане линзовидную форму. Его протяженность 20 км, максимальная ширина 4,5 км. В западном контакте массива залегают порфиroidы дюсембайской свиты с горизонтом зернистых кварцитов в основании, в восточном — расположены гранито-гнейсы. Западный контакт гранитов резкий, восточный — представлен зоной переходных разностей между гранитами и гранито-гнейсами. В этой зоне встречены отдельные разобщенные линзы кварцитов. Их расположение намечает простира́ние существовавшего ранее горизонта кварцитов.

В южном и северном окончании массива граниты находятся в контакте с порфиroidами дюсембайской свиты. Граниты, на значительной площади залегающие согласно с горизонтом кварцитов, на отдельных участках находятся в контакте с порфиroidами. Таким образом, судя по соотношениям в плане гранитов с вмещающими породами, массив на глубину является почти согласным телом. Западная плоскость контакта, по-видимому, падает относительно круто, в то время как восточная более пологая.

Жаункарский массив сложен светлыми зеленоватыми, буроватыми крупнозернистыми гранитами (фиг. 23). В западном эндоконтакте и на южном погружении массива местами развиты темно-серые разности гранитов.

Граниты обнажены в виде плоскостных выходов в почве и иногда выступают в виде развалов глыб с грубопластовой отдельностью. Они слагают пологохолмистый рельеф, такой же однообразный, как и вос-



Фиг. 23. Типичный образец гранита. Натур. вел.

точнее области распространения гранитов, где развиты гранито-гнейсы. У западного контакта гранитов с породами дюсембайской свиты проходит гряда довольно высоких сопок, сложенная зернистыми серыми кварцитами.

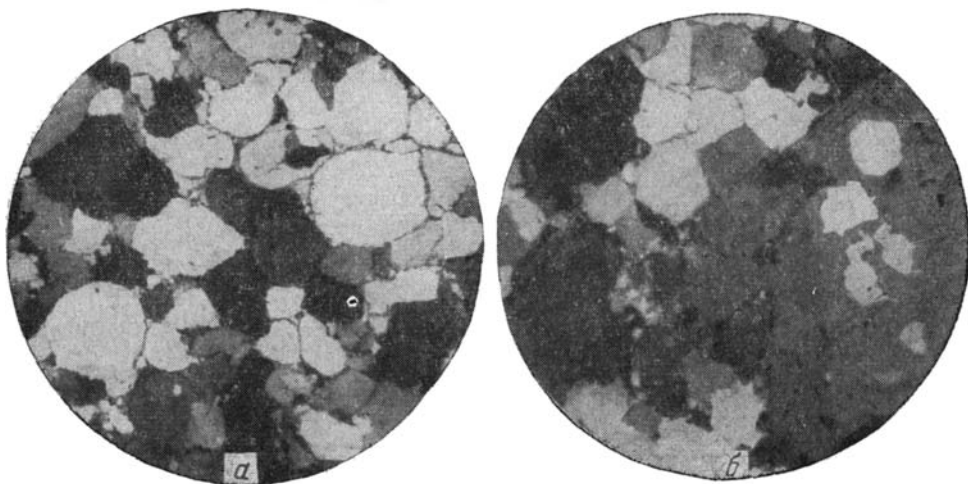
Граниты состоят из кварца и микроклин-пертита. Плагноклаз и цветные минералы встречаются в незначительном количестве. Биотит обычно хлоритизирован. В породах часто встречаются катаклазированные участки с сетью тонких жилок, включающих мелкие обломки породообразующих минералов.

Контактные изменения в породах дюсембайской свиты выражены очень слабо. В порфироидах появляются тонкие кварцево-полевошпатовые прожилки, в то время как основная масса пород остается тонкозернистой. Кварциты более переработаны лишь в участках мелких поперечных разрывных нарушений. Здесь они находятся в виде ксенолитов, с нечеткими ограничениями, среди крупнозернистых гранитов. Нечеткие контуры ксенолитов обусловлены тем, что кварциты частично ассимилированы и вмещающие их граниты имеют такой же темно-серый цвет. В этих участках часто появляются мелкие, до 5—7 см, кварцевые жилы, в которых жильный кварц имеет светло-серый цвет.

В ксенолитах и в экзоконтакте наименее измененные кварциты состоят из хорошо различных округлых зерен кварца, размером до 1,0—1,5 мм (фиг. 24), с оторочкой графитистого вещества по периферии. Эти округлые обломочные зерна окружены кварцем, который образует цемент обростания с той же оптической ориентировкой. В поро-

де присутствуют единичные обломочные зерна плагиоклаза. В более измененных разностях метасоматически развивается микроклин. Его порфиробласты зачастую включают зерна кварца, корродируя их при этом. Выделения кварца имеют лапчатую, прихотливо-извилистую форму. В фельдшпатизированных кварцитах крупные порфиробласты микроклина чередуются с участками, сложенными агрегатом зерен кварца, в которых находятся и мелкие порфиробласты микроклина.

К востоку от массива гранитов горизонт кварцитов сохранился лишь в виде нескольких отдельных линз, общее расположение которых отмечает простираание горизонта. Протяженность линз не превышает



Фиг. 24. Кварциты из контакта с гранитами. Жаункарский массив.
Объектив $\times 3$, николи +

а — слабоизмененные; б — с микроклином, развивающимся метасоматически

600—700 м, мощность их не выше 15—20 м. К востоку от них распространены гранито-гнейсы.

Контакт между гранитами и гранито-гнейсами точно установить не удастся. По существу, это зона не менее 500 м шириной, в которой породы то массивны, то несколько гнейсовидны. Поэтому восточное ограничение гранитов на геологической карте проведено условно. Постепенный переход от гранитов к гранито-гнейсам (при изучении их под микроскопом) выражен в увеличении количества мелкозернистого агрегата, выполняющего промежутки между крупными зернами порообразующих минералов, в исчезновении микроклин-пертита и появлении гнейсовидных текстур.

В гранитах лишь изредка встречаются жилы аплита и кварцевые жилы. Жилы аплита обычно имеют резкие контакты и сложную морфологию с коленчатыми изгибами простирааний и разветвлениями. Мощность жил не превышает 2 м. Более мощные кварцевые жилы, достигающие 2—3 м, сложены белым кварцем. Они обычно линзовидны. Среди темно-серых гранитов обнаружены маломощные тонкие жилы серого кварца, сложенные мономинеральным кварцем, совершенно безрудным.

Куламбайский массив

Куламбайский массив гранитов имеет видимую длину 14 км, максимальную ширину 3,5 км. Он расположен кулисообразно по отношению к Жаункарскому массиву.

Южная часть Куламбайского массива очень плохо обнажена. Здесь,

так же как и в Жаункарском массиве, в западном экзоконтакте залегают кварциты дюсембайской свиты, лишь в верховьях сая Сатан встречены массивные, мало измененные порфиroidы нижней пачки. Восточный контакт известен лишь на небольшой площади в 1 км², где горизонт кварцитов дюсембайской свиты разделяет обособленные среди рыхлых отложений выходы гранитов и гранито-гнейсов. Углы падения плоскости восточного контакта, судя по элементам залегания вмещающих пород, не превышают 40°. В западном контакте углы падения 50—60°.

В северной части Куламбайского массива обнажен контакт гранитов с порфиroidами в верховьях сая Курайлы и восточный контакт с гранито-гнейсами. Здесь в экзоконтактах не встречено кварцитов. Это объясняется тем, что западным ограничением массива на участке от долины сая Курайлы до сая Ащилы служит Уштобинский разлом, к западу от которого в породах дюсембайской свиты никаких изменений, кроме катаклаза пород, не обнаружено. На восточном контакте массива кварциты, по-видимому, полностью ассимилированы, и наблюдается постепенный переход от гранитов к гранито-гнейсам. Углы падения плоскостей гнейсовидности в гранито-гнейсах 40° к востоку.

Северная часть массива перекрыта девонскими и нижнекаменноугольными отложениями. Они, очевидно, залегают на погружении массива, так как здесь в верховье сая Ащилы встречены в виде пород кровли лейкократовые гнейсы. Площадь их равна 4×1 км. По реликтовым структурам в них можно распознать гранитизированные порфиroidы дюсембайской свиты. К тому же мелкозернистые граниты, развитые к западу от гнейсов, по аналогии с описываемым ниже массивом Усгырлытау, можно рассматривать как эндоконтактовую фацию гранитов. Южное окончание массива скрыто под рыхлыми отложениями в долине сая Татпен.

Таким образом, за исключением участка на водоразделе между саями Курайлы и Ащилы, где западный контакт массива проходит по разрывному нарушению, массив залегает согласно с вмещающими породами. Здесь в деталях наблюдается несовпадение горизонтов вмещающих пород в западном и восточном контактах гранитов.

Граниты Куламбайского массива похожи по внешнему облику на граниты Жаункарского массива, только здесь нет таких темно-серых разностей, которые встречены в эндоконтакте южного массива. В составе гранитов главными породообразующими минералами являются микроклин-пертит и кварц, тогда как плагиоклаз, мусковит и хлоритизированный биотит находятся в незначительном количестве. Из акцессорных минералов встречены апатит, сфен и рутил. В гранитах также проявлен катаклаз.

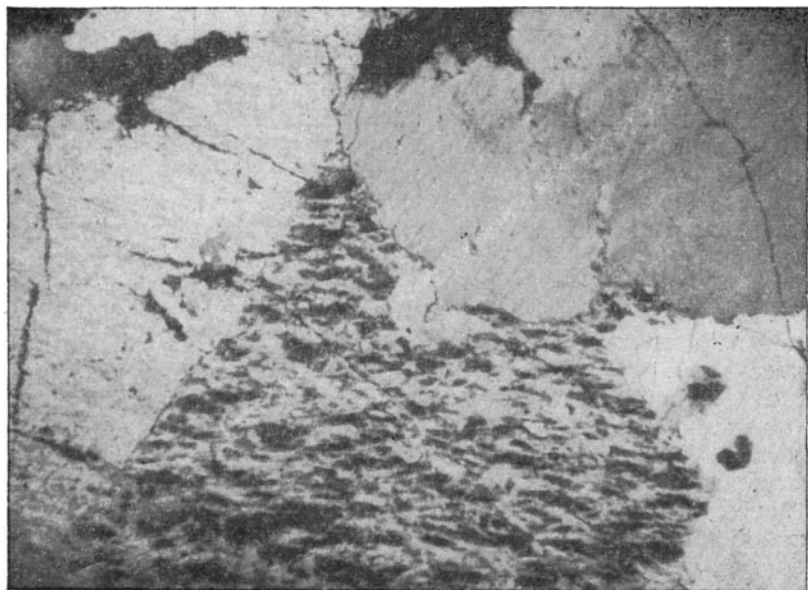
В северо-западной части массива, в верховьях сая Ащилы, крупнозернистые граниты сменяются мелкозернистыми разностями.

Среди гранитов встречены маломощные жилы розовых аплитов.

Актасский массив

Актасским массивом названа та часть гранитной интрузии, которая находится к северу от впадения сая Тумурза в р. Байконур и, слагающая сопки Актас, протягивается до верховьев сая Северный Сары-Булак. Это меридионально вытянутое тело протяженностью 18 км при ширине 2,5—3,5 км.

В контакте с гранитами с запада находятся породы сарысайской свиты, подвергшиеся активному воздействию гранитов. Южнее верховьев сая Коксу на небольшом участке, протяженностью 7 км, в экзоконтакте распространены породы бастюбинской фации тумурзинской сви-



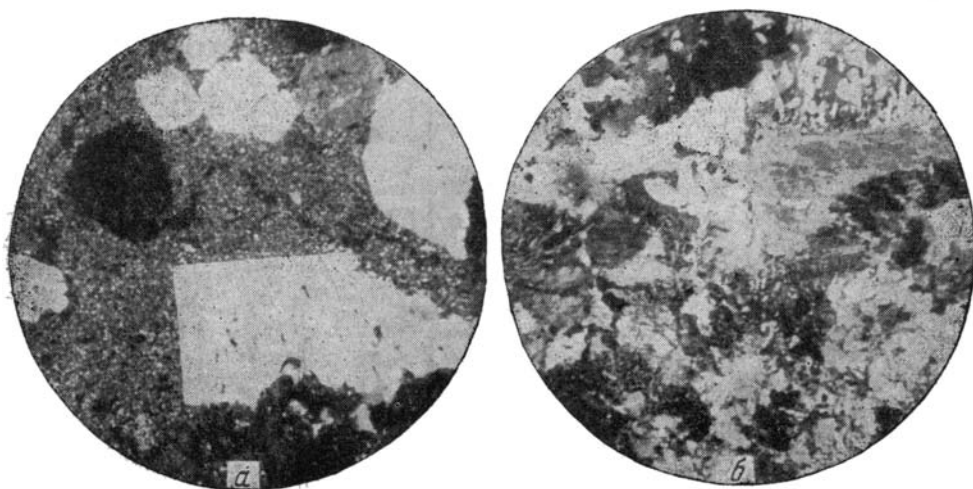
Фиг. 25. Крупнозернистый гранит. Актасский массив. Объектив $\times 3$,
николи +

ты, обнажающиеся из-под эффузивов сарысайской свиты. Южное окончание массива, северная его часть и восточное ограничение почти на всем протяжении перекрыты девонскими и каменноугольными отложениями. С востока на интервале от устья сая Тумурза до верховьев сая Сары-Булак массив, по-видимому, ограничен Актасским разломом.

По сравнению с южными гранитами, граниты Актасского массива более разнообразны по внешнему облику. В южной и северной части массива крупнозернистые граниты отличаются своим лиловатым или зеленоватым цветом, близким к цвету пород сарысайской свиты. В центральной части массива — это светлые буроватые породы, неравномернозернистые, массивные, иногда с заметным содержанием цветных минералов. Граниты состоят из микроклин-пертита и кварца (фиг. 25). Последний заметно идиоморфен по отношению к микроклину, но часто наблюдается коррозия кварца микроклином. Лишь в западной части массива встречаются разности с заметным содержанием плагиоклаза, в то время как в главной массе пород плагиоклаз распространен слабо. В незначительном количестве присутствует хлоритизированный биотит.

Контактовое воздействие гранитов на вмещающие породы в южной части массива проявлено в очень незначительной степени. В породах тумурзинской свиты произошло ороговикование (до нескольких метров) в экзоконтактовой зоне и возникли тонкие кварцево-микроклиновые жилки. В эффузивных породах сарысайской свиты в контакте южной части массива изменения менее интенсивны по сравнению с участком к северу от верховьев сая Коксу. Здесь почти по всей ширине выходов сарысайской свиты породы превращены в гранофиры. Южнее сая Коксу они развиты слабо. Неравномерное развитие гранофиров может быть обусловлено разными углами падения плоскости контакта гранитов. В пользу того, что севернее сая Коксу интрузия гранитов залегает полого, свидетельствует небольшой выход гранитов в 4 км западнее массива. В верховьях сая Коксу контакт, по-видимому, крутопадающий.

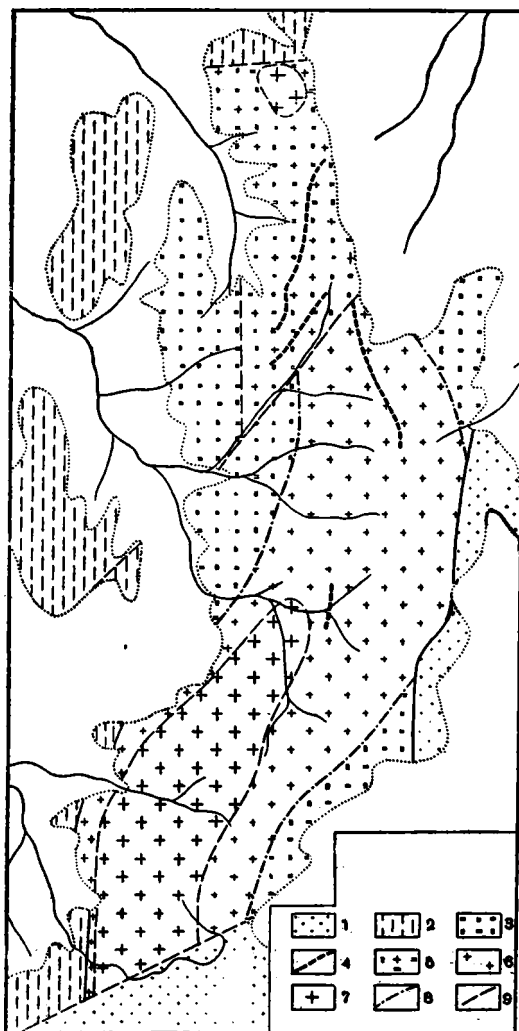
По внешнему облику гранофиры отличаются от пород сарысайской свиты более крупнозернистой структурой. При изучении их под микроскопом можно видеть большое разнообразие структур — гранофировых, микропегматоидных и псевдоферролитовых, с взаимным прорастанием кварца и полевого шпата. Наблюдаются переходы от совершенно неправильных, каплевидных, веретенообразных прорастаний кварца и полевого шпата к почти закономерно ориентированным срастаниям.



Фиг. 26. Порфировая микроструктура липаритового порфира (а) и blastopорфировая микроструктура гранофира (б) с диабластическими прорастаниями кварца и полевого шпата в основной ткани. Объектив $\times 3$, николи +

В одних разностях наблюдаются blastopорфировые структуры с отдельными порфировидными выделениями микроклин-пертита среди основной ткани породы, образованной диабластическими прорастаниями кварца и полевого шпата. Эти прорастания незакономерны, червеобразны и скорее могут быть названы пегматоидными, а не пегматитовыми. Плагноклаз порфировидных выделений замещается калинадровым полевым шпатом (фиг. 26), по которому развивается шахматный альбит. Кварц в blastopорфировых выделениях корродирован иногда так значительно, что возникают прорастания однозначно оптически ориентированных зерен кварца очень прихотливой формы в порфиробласте микроклина. Встречены также афировые разности с микропегматоидной структурой, сменяющейся микропойкилобластовой в участках с метасоматически развивающимся калинадровым полевым шпатом.

В других разностях возникают псевдосферолитовые структуры, образованные тонкими радиально-лучистыми сростками волокон кварца и полевого шпата. Такое разнообразие микроструктур отражает различия в структурах пород сарысайской свиты, где встречены порфировые, афировые и сферолитовые разности. В породах происходит перекристаллизация первоначальной тонкозернистой основной массы, с образованием пегматоидных, гранофировых структур, и метасоматическое замещение кварца калинадровым полевым шпатом, а также появляется шахматный альбит. Мелкочешуйчатый серицит сменяется мусковитом. При изменении сферолитовых афировых лав перекристаллизация более заметна по периферии сферолита. В фельзитовой массе породы появляются обособления раскристаллизовавшегося кварца и мелких чешуек мусковита и биотита среди пятнисто погасающих



Фиг. 27. Гранитный массив Усгырлытау

1 — красноцветные породы девона; 2 — кремнистые сланцы нижнего кембрия; 3 — липаритовые порфиры и туфы сарысайской свиты; 4 — ксенолиты амфиболитов; 5 — нерасчлененные контактово-измененные породы сарысайской свиты и мелкозернистые граниты; 6 — мелкозернистые граниты; 7 — среднезернистые граниты; 8 — интрузивные контакты; 9 — разрывные нарушения

участков с микрогранофировым строением.

Южнее Актасского массива известно несколько обособленных мелких тел гранитов, залегающих среди пород сарысайской свиты. К сожалению, вследствие недостаточной обнаженности не удалось выявить ширину их контактовых ореолов. Однако в ряде мест в породах сарысайской свиты заметно изменяется микроструктура основной массы, а во вкраплениях каликатового полевого шпата развиваются обильные пертитовые вроски, ориентированные поперечно к длинной оси кристалла. В основной массе породы происходит заметное укрупнение зерен.

В породах лакбайской свиты, среди которых обнажен небольшой выход гранитов на водоразделе между истоками сая Северный Сары-Булак, никаких контактовых изменений не замечено. В базальном горизонте лакбайской свиты, залегающем непосредственно близ небольшого выхода гранитов на правобережье р. Байконур, облик фельзитовых серых туфосланцев сохраняется без изменения.

Массив Усгырлытау

Самый северный выход гранитов слагает горы Усгырлытау. Массив гранитов прослежен на 8 км, при максимальной ширине около 2 км (фиг. 27). Северная часть его имеет меридиональное простирание, южная часть ори-

ентирована с северо-северо-востока на юго-юго-запад.

Массив залегает среди пород сарысайской свиты. В юго-западной его части кремнистые сланцы булантинской свиты нижнего кембрия очень близко, на расстояние 20—30 м, подступают к контакту гранитов. В базальном горизонте сильно лимонитизированных кремнистых сланцев никакого контактового воздействия гранитов не обнаружено. На севере граниты находятся в тектоническом контакте с кварцитами жалтауской свиты и с кремнистыми сланцами булантинской свиты. В них также не замечено контактовых изменений. Южное ограничение массива тоже имеет тектонический контакт, но уже с красноцветными

девонскими породами. Девонские конгломераты и гравелиты, перекрывающая породы сарысайской свиты, залегают на гранитах в восточной части массива. В конгломератах встречены угловатые обломки розовых мелкозернистых гранитов и пород сарысайской свиты.

Породы сарысайской свиты часто встречаются в виде ксенолитов среди гранитов. Особенно многочисленны они в северной части массива. В гранитах наблюдаются также протяженные ксенолиты амфиболитов, темно-зеленых массивных пород. Их мощность не превышает нескольких метров.

Массив не однороден по строению. В южной части развиты среднезернистые светлые граниты; по периферии они сменяются мелкозернистыми разностями, светлыми — розоватыми и лиловатыми. К западу от среднезернистых гранитов ширина полосы развития мелкозернистых гранитов не превышает 300 м, к востоку она достигает 500 м и более. В северной части массива развиты мелкозернистые граниты с большим количеством ксенолитов пород сарысайской свиты, представляющих провесы кровли. Лишь на самой северной оконечности гор Усгырлытау обнажен незначительный по площади выход среднезернистых гранитов. Мелкозернистые граниты являются эндоконтактной фацией гранитов; их широкое развитие в северной части массива указывает на пологое его погружение в этом направлении.

Породы центральной части массива подобны гранитам других массивов. Они отличаются лишь несколько меньшим размером зерен и большим содержанием плагиоклаза.

Мелкозернистые граниты гор Усгырлытау — светлые, с незначительным количеством цветных минералов породы, с размером зерен 1,0—1,5 мм. В составе мелкозернистых гранитов существенную роль играют плагиоклаз, слагающий до 30%, и каликатровый полевой шпат, которого в породе содержится около 40%. На долю кварца приходится около 25% цветных минералов и мелких зерен рудных минералов не выше 5%.

Таблитчатые зерна плагиоклаза с тонкополисинтетически двойниковым строением сложены альбит-олигоклазом. Они часто окружены тонкими каемками свежего альбита. Плагиоклаз корродирован кварцем и микроклин-пертитом. Микроклин-пертит пронизан тонкой сеткой пертитовых прорастаний альбита. Кварц заметно катаклазирован и обладает волнистым облачным погасанием. В менее катаклазированных разностях мелкозернистых гранитов наблюдается гипидиоморфно-зернистая структура пород.

Кислые эффузивные породы, встреченные среди гранитов, находятся на разных стадиях изменения. Фальзит-порфиры с очень тонкозернистой микроструктурой наиболее устойчивы, и их часто можно встретить в виде отчетливых ксенолитов среди крупнозернистых гранитов. Липаритовые порфиры обычно заметно перекристаллизованы, и в поле не всегда можно установить контакт между ними и мелкозернистыми лиловатыми гранитами. При микроскопическом изучении в ксенолитах пород сарысайской свиты обнаружены псевдосферолитовые, микрографические и гранобластовые микроструктуры, подобные структурам гранофигов, развитых к западу от Актасского массива. В амфиболитах появляются мелкие кварцевые прожилки, линзовидные обособления каликатрового полевого шпата с оторочками биотита вокруг них и участки с перекристаллизованной основной массой.

Основные петрографические особенности гранитов

Для гранитов всех отмеченных выше массивов характерен массивный облик пород, широкое развитие таблитчатого полевого шпата и округлых зерен кварца в составе пород и незначительное содержание

цветных минералов. Структура пород обычно крупнозернистая, реже среднезернистая, гранитная. В крупнозернистых гранитах размер зерен полевого шпата достигает 6—7 мм. Калинатровым полевым шпатом сложено 60—65% породы, кварца содержится около 20—30%, плагиоклаза — редко более 5—10%, цветных минералов — не свыше 5%.

Микроклин-пертит находится в виде крупных таблитчатых выделений. Он двойникован по простому закону и имеет нечеткую микроклинную решетку. Калинатровый полевой шпат гранитов, в отличие от полевого шпата гранито-гнейсов, содержит крупные жилковатые или пятнистые пертитовые вроски альбита, иногда имеющего полисинтетически двойниковое строение. В некоторых разностях гранитов наблюдаются двойные каемки альбита, образованные взаимнопроникающими зернами в смежных выделениях микроклин-пертита.

В зернах кварца часто заметна коррозия калинатровым полевым шпатом. Кварц частично гранулирован, и мелкий агрегат его зерен выполняет трещинки катаклаза.

Плагиоклаз находится в виде более мелких, чем микроклин-пертит, таблитчатых выделений. Он имеет полисинтетически двойниковое строение и определен как альбит № 7—8. Заметна коррозия таблитчатых выделений плагиоклаза микроклином. Поздний альбит иногда окаймляет выделения плагиоклаза. Биотит, плеохроирующий в коричневых тонах, частично замещен хлоритом типа пеннина. Иногда в породах встречается мусковит и заметно замещение им биотита. В незначительном количестве в гранитах содержатся рудные минералы и акцессорные — флюорит, циркон, апатит и сфен.

Все граниты, и особенно породы массива Усгырлытау, заметно катаклазированы. Это выражается в появлении участков и трещинок, выполненных перетертым, раздробленным материалом пород, и в мозаичном погасании кварца. Часто тонкие прожилки заполнены поздним кварцем и альбитом. Иногда в трещинках наряду с кварцем развиты мелкие чешуйки хлоритизированного биотита, в тех разностях гранитов, где в составе породы имеется этот минерал. Более поздние трещинки заполнены агрегатом крупночешуйчатого серицита. Разный состав прожилков указывает на неоднократное проявление катаклаза в гранитах.

В некатаклизированных участках породы имеют гранитовую крупнозернистую микроструктуру.

Контактные изменения, вызванные гранитами, как правило, проявляются в очень узких зонах, в несколько метров. Гораздо реже, как это было указано в описании Актасского массива, они развиты на большой площади. Такие различия, по-видимому, связаны с разным полбжением контактовой поверхности гранитов. Обособленный выход гранитов в 4 км к западу от Актасского массива позволяет предположить, что широкое поле гранофилов подстилается гранитами.

Особенно характерно проявление контактового воздействия гранитов на вмещающие породы в возникновении альбитовых пертитов замещения. Они развиваются не только в порфировых выделениях калинатрового полевого шпата липаритовых порфиров, но и в полевых шпатах гнейсов (верховья сая Ащилы), залегающих среди гранитов Кулаббайского массива, а также в гранито-гнейсах, расположенных в экзоконтакте гранитов. Развитие пертитов замещения в калинатровых полевых шпатах и в самих гранитах, по-видимому, связано с автометаморфическими явлениями.

В связи с рассмотрением контактовых изменений гранитов следует еще раз остановиться на гранофирах, развитых к западу от Актасского массива. Эти гранофиры были описаны сотрудниками Казахстанской экспедиции Московского университета Ю. А. Зайцевым и П. Ф. Емель-

яненно как интрузивные породы, залегающие в виде даек и пластовых тел среди кислых эффузивных образований. Размеры тел не превышают 250 м в ширину и 3 км в длину и сложены сильно рассланцованными светло-серыми и зеленовато-белыми породами.

Однако перекристаллизация и метасоматические изменения, наблюдающиеся в гранофирах, свидетельствуют о том, что их микроструктуры являются вторичными. В то же время среди гранофиров встречаются микроструктуры, подобные таковым в породах сарысайской свиты. Эти признаки указывают на то, что гранофиры представляют собой измененные кислые эффузивные породы. Расположение гранофиров в поле развития пород сарысайской свиты и в ряде случаев постепенные переходы между ними являются геологическими критериями в пользу вторичного генезиса гранофиров.

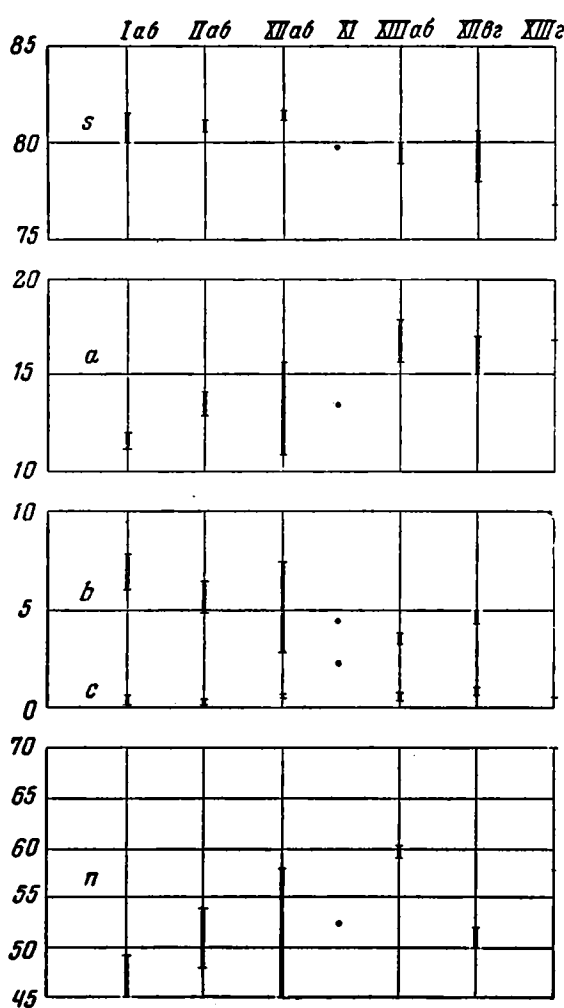
Имеющиеся резкие контакты между гранофирами и кислыми эффузивными породами, возможно, связаны с первичными резкими контактами между эффузивными породами, в различной степени раскристаллизованными. Замечено, что наиболее фельзитовые разности менее поддаются перекристаллизации и метасоматическим изменениям.

Гранофиры, подобные актаским, описаны С. В. Ефремовой (1958) на контакте с Восточно-Коунрадской гранитной интрузией. Здесь в кварцевых порфирах, фельзит-порфирах и альбитофирах нижнего карбона на контакте с интрузией гранитов возникли гранофиры и мелкозернистые гранофировые граниты. Они развиты на значительной площади в зоне экзоконтакта. В основной массе эффузивных пород С. В. Ефремовой прослежены постепенные переходы микроструктур от микрофельзитовых и фельзитовых к микропойкилитовым и микрогранитным. В гранофирах наблюдаются очень разнообразные микропойкилитовые, микрографические и псевдосферолитовые структуры. В мелкозернистых гранофировых гранитах микрографические структуры выражены еще более отчетливо. Преобразование эффузивных пород в гранофиры на контакте с интрузией, как убедительно показала С. В. Ефремова, происходит путем перекристаллизации и метасоматических явлений.

Генезис и возраст гранитов

Как было отмечено выше, в различных массивах граниты имеют разную окраску. В северных массивах это лиловатые, розоватые породы среди лиловых, розоватых лав сарысайской свиты. В центральной части граниты имеют светлый буровато-зеленоватый цвет, подобный лавам дюсембайской свиты. На юге часты темно-серые разности, окрашенные графитистым веществом, заимствованным из кварцитов дюсембайской свиты. Эта зависимость цвета гранитов от вмещающих пород выясняется при сравнении химических составов тех и других пород.

Результаты химических анализов порфиroidов и гранитов пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (1950), чтобы их можно было сравнить и со средними составами пород (фиг. 28). По сравнению с докембрийским гранитом (XI) Дели (Заварицкий, 1950) в изучавшихся гранитах параметры s и c имеют меньшее значение, а параметры a и b — несколько большее (табл. 8). Для гранитов, гранито-гнейсов и порфиroidов района характерно пересыщение глиноземом и низкое содержание СаО. Сравнение параметров показывает, что химические составы порфиroidов дюсембайской свиты (Ia, Ib) и гранитов южных массивов (XIIa, XIIb) имеют близкие значения, характеризующие содержание кремнезема и щелочей. Такие же результаты дает сопоставление химических составов пород сарысайской свиты (XIIIa; XIIIb) и залегающих среди них гранитов (XIIb, XIIг). При этом граниты северных массивов (XIIb, XIIг), по сравнению с южными (XIIa, XIIb), отличаются боль-



Фиг. 28. Сравнение результатов химических анализов пород. Пересчет по методу А. Н. Заварицкого

Ia, б — порфириды; IIa, б — гнейсы; IIIa, б — граниты; XI — докембрийский гранит (по Дели); XIIIa, б — липаритовые порфиры; XIIa, г — граниты; XIIIг — гранофир

новению контактовых ореолов небольшой мощности. Само по себе присутствие фельзитовых разностей эффузивных пород даже в «провесах кровли» в северной части массива Усгырлытау говорит в пользу такого слабого контактового воздействия гранитов. Сохранение обломочных структур кварцитов в непосредственном контакте с гранитами и в крутых контактах среди гранитов также подчеркивает малую активность гранитов по отношению к вмещающим породам.

В отличие от контактово измененных пород, гранито-гнейсы и гнейсы широко распространены по площади. Они находятся и в удалении от известных выходов гранитов. Это, конечно, не исключает возможности нахождения гранитов на глубине. Тем не менее, сравнение гранитизированных пород с контактово измененными показывает, что по ряду признаков они различаются. В гранитизированных породах широко развит микроклин без пертитов замещения, в то время как для контакто-

шим содержанием щелочей и меньшим — кремнезема, так же как составы сарысайских пород отличаются от пород дюсембайской свиты. В темно-серых гранитах заметно повышенное содержание кремнезема (XIIIд).

Такое сходство составов гранитов и вмещающих пород не может быть случайным. Локальное развитие темно-серых гранитов с ксенолитами таких же темных кварцитов и повышенное содержание кремнезема в черных гранитах указывает на проявление местной ассимиляции вмещающих пород. Однако столь близкие значения параметров химического состава гранитов и вмещающих пород, может быть, указывают на более тесную зависимость состава гранитов от вмещающих пород. На этом основании можно полагать, что граниты возникли путем переплавления на месте.

Постепенные переходы между гранитами и гранито-гнейсами в восточных контактах гранитных массивов могут свидетельствовать о том, что палингенез происходил на месте.

Последующее воздействие гранитов на вмещающие породы проявилось в альбитизации и, за исключением участков с «провесом кровли», привело к возник-

во измененных пород и самих гранитов характерно развитие микроклинпертита с жилковатым типом пертитов замещения. Пертиты появляются в микроклине гранито-гнейсов лишь в экзо-контактной зоне гранитов. В процессе гранитизации, как было показано выше, в начальные стадии существенную роль играет соби- рательная перекристаллизация, в то время как метасоматические изменения проявляются слабо. В контакто- во измененных породах преобладают метасоматические

преобразования с возникновением диаблассических, пойкилобластических и пегматитовых структур. Это различие, очевидно, вы является и при сопоставлении химических анализов гранитизированных пород дюсембайской свиты и контактово измененных пород сарысайской свиты. В гнейсах и даже гранито-гнейсах, изменения химических составов по сравнению с порфирами дюсембайской свиты находятся в пределах вариаций самих составов пород. В то же время из сравнения химического состава гранофиов (XIIIг) с составом липаритовых порфиов

Таблица 8

Сравнение химических составов порфиридов дюсембайской свиты, гнейсов и гранитов
Параметры — по А. Н. Заварицкому

	Ia	Iб	IIa	IIб	XIIa	XIIб
S	80,1	81,4	81,0	80,5	81,4	81,1
a	11,1	12,0	14,1	12,9	10,8	15,5
c	0,1	0,6	0,1	0,2	0,4	0,6
b	8,7	6,0	4,8	6,4	7,4	2,8
n	49	45	54	48	45	58

Ia и Iб — порфириды, см. табл. 1, стр. 25; IIa и IIб — гнейсы, см. табл. 5, стр. 82; XIIa и XIIб — граниты, см. табл. 9, стр. 100.

Таблица 9

Химический состав гранитов

Компоненты	XIIa	XIIб	XIIв	XIIг	XIIд	XIIIг
SiO ₂	75,80	73,82	73,70	70,60	84,65	69,85
TiO ₂	0,25	Следы	0,35	0,13	0,15	0,36
Al ₂ O ₃	13,63	13,59	13,71	16,53	8,05	16,28
Fe ₂ O ₃	0,81	1,45	2,27	0,84	0,66	2,61
FeO	1,02	0,64	0,22	0,75	1,18	0,43
MnO	0,02	0,04	0,06	Следы	0,02	Следы
MgO	0,29	0,26	0,15	0,04	0,10	0,14
CaO	0,42	0,50	0,38	0,64	0,53	0,28
Na ₂ O	2,35	4,28	3,68	4,19	1,09	5,45
K ₂ O	4,35	4,58	5,26	5,59	3,38	3,70
H ₂ O ⁻	0,24	0,30	0,24	0,10	Не опред.	Не опред.
H ₂ O ⁺	0,50	0,10	0,08	0,38	» »	0,58
Прочие	0,08	0,37	0,13	Не опред.	0,25	Не опред.
Сумма	99,75	99,93	100,23	99,78	100,06	99,68

XIIa, обр. 1898a — гранит, Жаункарский массив, сай Карасире. Аналитик Е. С. Шишова, 1958 г.; XIIб — обр. 34 — гранит, Кулаббайский массив, сай Курайлы. Аналитик Е. С. Шишова, 1958 г.; XIIв, обр. 7546 — гранит, Актасский массив, близ впадения сая Тумурза в р. Байконур. Аналитик Е. С. Шишова, 1957 г.; XIIг, обр. 1206a — гранит, Актасский массив, верховья сая Северный Сары-Булак. Аналитик М. Н. Вепринцева, 1955 г.; XIIд, обр. 18986 — темно-серый гранит, Жаункарский массив, сай Карасире. Аналитик А. Ф. Колчанова, 1957 г.; XIIIг, обр. 1164 — гранофир, к северо-западу от горы Актас. Аналитик М. Н. Вепринцева, 1955 г.

(XIIIa, XIIIб) видно, что в первых особенно возрастает параметр n , указывающий на заметное увеличение натрия по сравнению с калием (табл. 9, 10). С другой стороны, в гранитах Актаасского массива этот параметр ниже, чем в породах сарысайской свиты, по которым образовались гранофиры. Таким образом, можно предположить, что из гранитов, возникших путем переплавления пород сарысайской свиты, выносятся натрий, обогащавший породы, превращающиеся в гранофиры.

Таким образом, есть основания полагать, что процесс гранитизации не является следствием непосредственного контактового воздействия известных в Южном Улутау гранитов, а сами граниты возникли в результате перерастания процесса гранитизации в палингенез.

Известные фактические данные о времени образования гранитизированных пород и гранитов, хотя и не решают однозначно вопроса о возрастных соотношениях этих образований, могут служить подтверждением высказанного предположения.

Как было отмечено выше, галька гранитизированных пород встречена в конгломератах сарысайской свиты верхнего протерозоя в восточной части района, в то время как гальки микроклиновых гранитов здесь не найдено. В то же время в западной части района породы сарысайской свиты подверглись контактовому воздействию гранитов. В породах лакбайской свиты рифея не установлено контактовых изменений. Крупные валуны гранитов обнаружены в конгломератах улутауской свиты нижнего кембрия. Таким образом, граниты являются послесарысайскими верхнепротерозойскими образованиями, а гранитизированные породы, по крайней мере частично, возникли еще до отложения пород сарысайской свиты. Однако образование гранитизированных пород и гранитов, по-видимому, не было разьединено во времени, о чем свидетельствуют постепенные переходы между гранито-гнейсами и гранитами. Вопрос о длительности процесса гранитообразования Южного Улутау будет рассмотрен ниже и с точки зрения истории формирования структуры, с которой тесно связаны все эти образования.

Некоторые исследователи северные массивы ранее относили к более молодым образованиям. Сотрудники Казахской экспедиции МГУ (Ю. А. Зайцев и П. Ф. Емельяненко) считали возраст массивов Акта-са и Усгырлытау среднедевонским, отмечая, что граниты имеют интрузивные контакты с отложениями кембрия и перекрыты конгломератами и песчаниками фран-

ского яруса среднего девона. Сопоставление этих гранитов с аляскиновыми гранитами Улутау, прорывающими эффузивные отложения нижнего девона, и привело этих исследователей к выводу о среднедевонском возрасте гранитов Акта-са и Усгырлытау.

Как было отмечено выше, мы не наблюдали контактовых изменений в породах кембрия и полагаем, что граниты Акта-са и Усгырлытау являются докембрийскими образованиями. Несмотря на отмеченные вариации

Таблица 10
Сравнение химических составов липаритовых порфиров сарысайской свиты, гранитов и гранофилов

Параметры по А. Н. Заварицкому

	XIIIa	XIIIб	XIIIг	XIIв	XIIг	XI
s	78,8	80,1	76,6	80,3	77,6	79,8
a	17,7	15,7	16,6	15,0	16,9	13,4
c	0,3	0,6	0,3	0,5	0,8	2,4
b	3,2	3,6	6,5	4,2	4,7	4,4
n	60	59	70	52	50	52

XIIIa, XIIIб — липаритовые порфиры сарысайской свиты, см. табл. 2, стр. 45; XIIIг, обр. 1164 — гранофир, см. табл. 9; XIIв, XIIг — граниты, см. табл. 9; XI — докембрийский гранит, средний состав по Дели (Заварицкий, 1950).

в химических составах северных и южных массивов гранитов и на разный возраст вмещающих их пород, все массивы, очевидно, являются разновозрастными образованиями. Они занимают одинаковое положение в структуре антиклинория, будучи приуроченными к ядрам западных антиклиналей. Среди них развиты лишь жильные породы первого этапа и отсутствуют дайки второго этапа, столь характерные для палеозойских интрузивных комплексов гранитоидов Казахстана (Коптев-Дворников, 1952). Граниты сходны по своим массивным текстурам, крупнозернистым структурам и особенностям минералогического состава. К тому же послесарысайский возраст южных массивов подтверждается тем, что дайкоподобное тело крупнозернистых гранитов встречено среди пород сарысайской свиты к северо-западу от Жаункарского массива, в тальвеге сая Татпен.

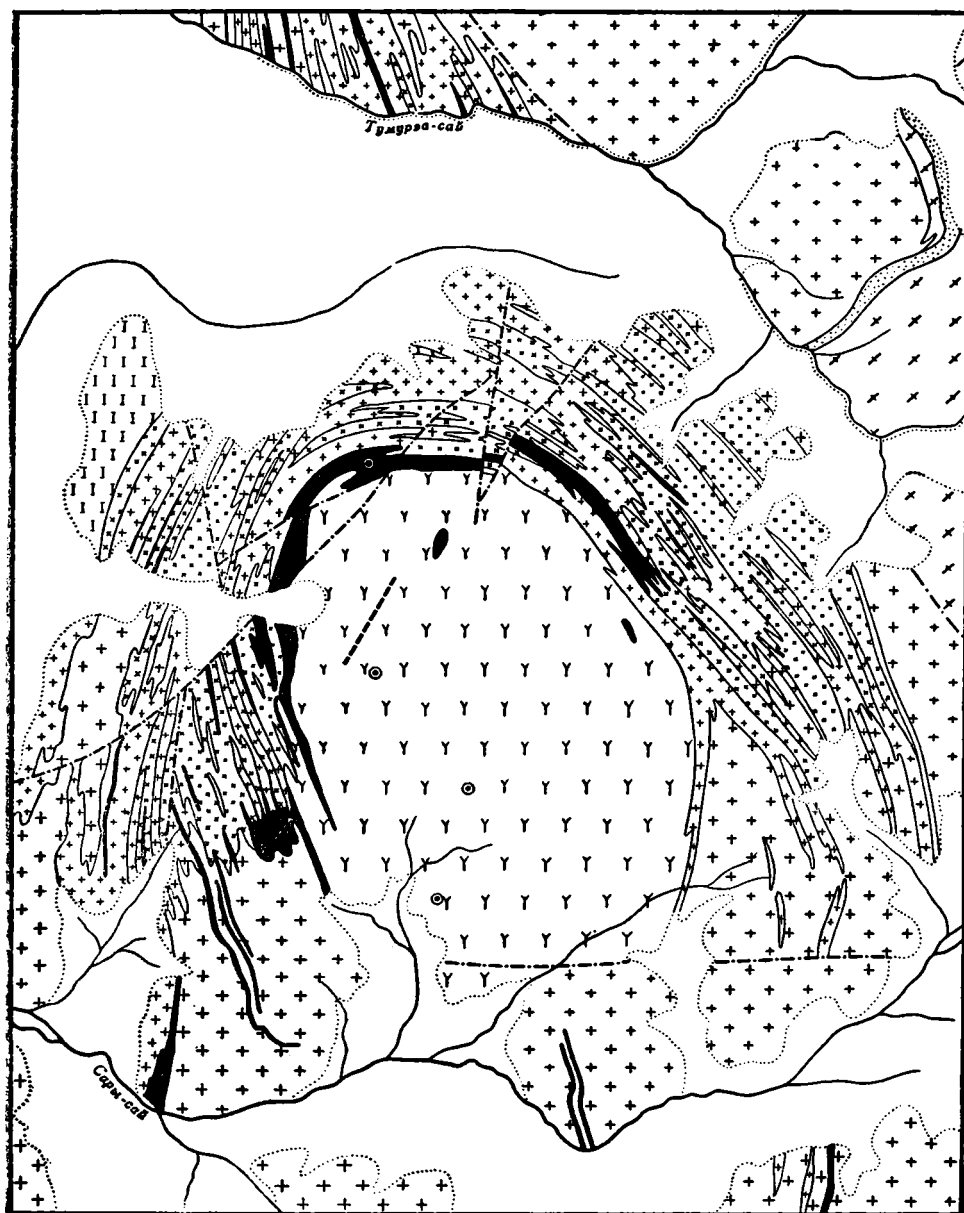
ЩЕЛОЧНЫЕ И НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ КАРСАКПАЙСКОГО МАССИВА

Щелочные и нефелиновые сиениты слагают небольшой массив площадью 7—8 км² (фиг. 29), расположенный в 17 км к северо-западу от пос. Карсакпай. Массив имеет в плане овальную форму; длинная ось этого овала ориентирована в северо-северо-западном направлении. Сиениты, легче подвергающиеся выветриванию по сравнению с окружающими их гнейсами тумурзинской свиты, обнажены плохо. Они выступают в ложбине в виде отдельных мелких коренных выходов, сопровождающихся россыпью дресвы. Гнейсы, залегающие на окружающих ложбину мелких сопках, огибают массив сиенитов с запада, севера и востока. Насколько позволяют судить условия обнаженности, массив сиенитов залегает согласно с вмещающими породами в ядре антиклинали. На юге соотношение сиенитового массива с гранито-гнейсами неясно, так как контакт частично скрыт под рыхлыми отложениями в верховьях правых притоков Сары-сая, а на водоразделе между притоками он намечается лишь по смене состава дресвы сиенитов кварцсодержащей дресвой гранито-гнейсов.

Этот небольшой массив сиенитов сложен разнообразными по составу породами. Наиболее широко распространены лейкократовые и гастингситовые сиениты, между которыми наблюдаются промежуточные разновидности. Спорадически в разных участках массива были встречены нефелиновые сиениты и граносиениты. В виде маломощного согласного тела среди мезократовых микрогнейсов тумурзинской свиты и отдельных выходов среди массива обнаружены альбититы. Однако в условиях плохой обнаженности самого массива не представляется возможным выделить на карте перечисленные типы пород.

В породах, окружающих массив щелочных и нефелиновых сиенитов, наблюдаются изменения двух типов: 1) явления, связанные с гранитизацией пород, которые были описаны выше, и 2) локальные проявления микроклинизации и альбитизации в экзоконтактовой зоне сиенитового массива.

Локальные проявления альбитизации и микроклинизации в экзоконтактовой зоне сиенитового массива наложались на слабо гранитизированные в этом районе различные микрогнейсы. В отличие от широкого развития порфиروبластеза при гранитизации, в окружающих сиениты микрогнейсах метасоматическое развитие альбита и микроклина выразилось в новообразовании мелкозернистого агрегата этих минералов в структурной ткани пород. Вследствие этого приконтактовые изменения пород яснее выявляются при помощи микроскопа, чем в полевых условиях. Однако значительная альбитизация выражается в появлении в микрогнейсах трахитоидных структур, образованных многочисленными



Фиг. 29. Геологическая карта Карсакпайского массива сиенитов.

1 — рыхлые отложения; 2 — дайка роговообманковых сиенит-порфиров; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — лейкократовые и гастингситовые щелочные сиениты; 5 — гранито-гнейсы; 6 — горизонты кварцитов; 7 — порфириды; 8 — лейкократовые микрогнейсы, аплитогнейсы и мелкозернистые гранито-гнейсы; 9 — мезократовые микрогнейсы, диорито-гнейсы и очковые гнейсы; 10 — кварцево-диопсидовые и кварцево-тремолитовые породы; 11 — пластовые тела габбро-амфиболитов; 12 — тектонические нарушения

мелкими лейстами альбита размером до 1,0—1,5 мм. Развитие их очень неравномерно и не выходит за пределы нескольких десятков метров зоны экзоконтакта. При микроскопическом изучении устанавливается среди минералов, слагающих микрогнейсы, большое количество лейстовидных выделений свежего альбита, близкого по морфологии выделений и по составу к плагиоклазу, слагающему альбититы.

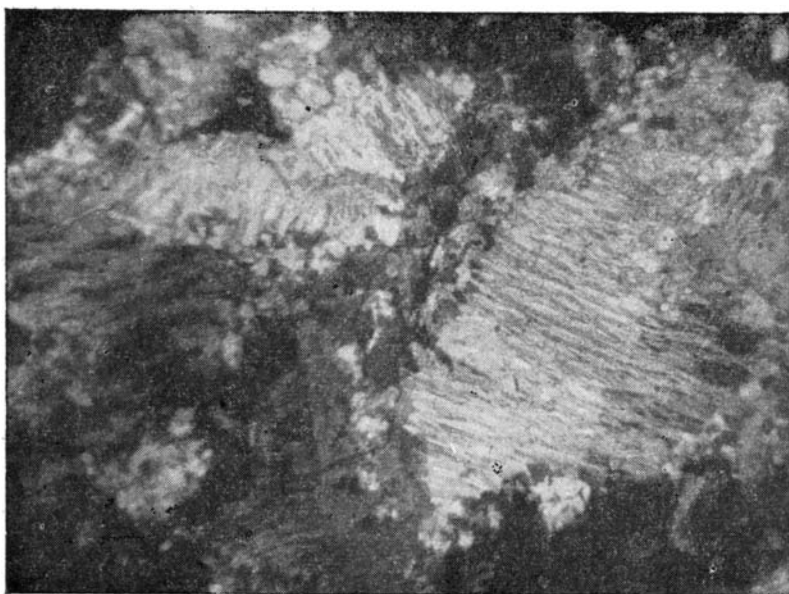
Микроклинизация развития еще более локально и наблюдается в виде распльчатых, линзовидных, полосчатых и пятнистых лейкократовых обособлений, размером до нескольких см, в мелкозернистой массе микрогнейсов. Под микроскопом устанавливается широкое развитие в таких обособлениях слабо пелитизированного калиевого полевого шпата с нечетким решетчатым строением в виде метабластов, неравномерно распространенных в породе и создающих гломеробластовую структуру. Такие обособления не имеют сколько-нибудь четких ограничений. Плагиоклаз микрогнейсов частично подвергается замещению калиевым полевым шпатом, и по нему развивается микроклин с характерной решеткой.

В то время как в процессе гранитизации заметно преобладает метасоматическое развитие калиевого полевого шпата, в экзоконтактовых изменениях резко превалирует альбитизация.

В массиве сиенитов были встречены дайки лейкократовых сиенит-порфиров и роговообманковых сиенит-порфиров, мощностью 0,3—0,5 м и небольшой протяженности. Первые были обнаружены по развалам глыб в западной части массива. Роговообманковые сиенит-порфиры наблюдались севернее, как в коренном залегании, в виде дайки с северо-восточным простиранием, так и в виде отдельных мелких глыб. Лейкократовые сиенит-порфиры представляют собой светлые, розовато-серые, массивные мелкозернистые породы с мелкими вкрапленниками полевого шпата, тогда как роговообманковые сиенит-порфиры содержат большое количество игольчатой роговой обманки, придающей породе зеленовато-серый цвет. Роговая обманка ориентирована параллельно контактам дайки.

Лейкократовые и гастингситовые сиениты представляют собой светлые, розоватые, буроватые или серые породы с варьирующим количеством цветных компонентов — гастингсита и лепидомелана, в лейкократовых щелочных сиенитах почти совершенно отсутствующих. Последние сложены микроклин-пертитом и альбитом (фиг. 30). В небольшом количестве присутствует мусковит. Лепидомелан находится в виде рассеянных мелких чешуек в массе породы или включений в микроклин-пертите. Если в породе находится кварц, то агрегатные скопления лепидомелана часто ассоциируют с ним. Лепидомелан характеризуется плеохроизмом в туссто-коричневых тонах. Амфибол типа гастингсита в лейкократовых сиенитах встречен лишь в незначительном количестве, в виде очень мелких, лишенных кристаллографических ограничений, выделений с признаками коррозии полевыми шпатами. В разностях, содержащих цветные минералы, наблюдается некоторая ориентировка в их расположении. Характерно присутствие их в виде агрегатных скоплений. Среди аксессуарных минералов в заметном количестве находится ильменит и в небольшом количестве — сфен, разновидность циркона — малакон, апатит и ортит.

От лейкократовых сиенитов гастингситовые разности отличаются заметным количеством гастингсита и лепидомелана и большим содержанием альбита. Цветные компоненты находятся в виде агрегатных скоплений, более или менее равномерно рассеянных в массе полевых шпатов. В таких агрегатных скоплениях зерна гастингсита различно ориентированы, не имеют кристаллографических ограничений, а извилистые контуры их указывают на явления коррозии амфибола плагио-



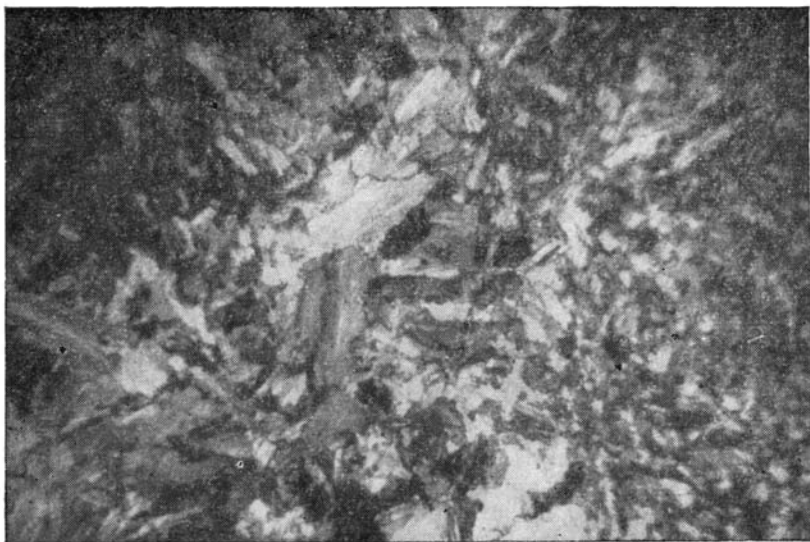
Фиг. 30. Лейкократовый щелочной сиенит. Объектив $\times 3$, николи +

клазом. Отдельные интенсивно корродированные зерна иногда представляют собой скопления мелких, однозначно ориентированных выделений, разделенных зернами альбита. Для гастингсита характерен интенсивный плеохроизм, темно-зеленый по Ng , буро-зеленый по Nm и светлый зеленовато-бурый по Np ; $c : Ng = 23-25^\circ$.

Показатели преломления: $Ng = 1,740 \pm 0,002$; $Np = 1,721 \pm 0,002$. Е. Л. Бутакова (1937) приводит химический анализ гастингсита, устанавливающий высокое содержание в нем окислов железа. Со скоплениями гастингсита ассоциируют акцессорные минералы — циркон, сфен и ортит. Гастингсит частично замещен лепидомеланом, для которого характерен интенсивный плеохроизм от густо-коричневого до светло-бурого.

В лейкократовой части породы порфирировидные выделения пертита и шахматного альбита образуют пойкилитовые сростания с альбитом, имеющим неправильную форму выделений с полисинтетически двойниковым строением. В агрегате альбита заметна тенденция к образованию более крупных зерен таким образом, что в их пойкилитовых прорастаниях намечается общая ориентировка двойникового строения.

Взаимоотношения нефелиновых сиенитов с щелочными сиенитами в полевых условиях выяснить не удалось вследствие плохой обнаженности. Но при микроскопическом изучении заметны некоторые общие черты в структуре тех и других пород и последовательное развитие метасоматических явлений, указывающих на генетическое родство этих различных пород. Для нефелиновых сиенитов характерно широкое развитие альбита, такого же, как и в других типах щелочных пород, с тенденцией к образованию более или менее идиоморфных выделений лейстовидной или удлиненно-призматической формы, лишенных кристаллографических граней. Таблитчатые порфирировидные выделения шахматного альбита, антипертита и нефелина, частично замещенного мусковитом и канкринитом, слагают существенную часть пород. Цветной минерал, по-видимому, гастингсит, полностью замещен рудным минералом и мелкочешуйчатым светло-зеленым биотитом. Прихотливо-из-



Фиг. 31. Альбитит. Объектив $\times 3$, николи +

вилистые контуры этих псевдоморфоз указывают на интенсивную коррозию первичного минерала альбитом. В другой разности нефелиновых сиенитов гастингсит и лепидомелан сохранились от замещения, но также имеют коррозионные формы выделений. Интересно отметить, что расположение нефелина тяготеет к их агрегатным скоплениям и иногда он содержит их реликты.

Специфическим типом пород являются «мусковитовые» сиениты, в которых нефелин полностью замещен агрегатом мусковита и канкринита. Мелкозернистая структура породы сложена лейстовидными выделениями альбита, тогда как цветной компонент присутствует в незначительном количестве. Такие разности обладают трахитоидной структурой, различной невооруженным глазом. Крайними членами этого ряда являются альбититы, почти полностью сложенные альбитом (фиг. 31). Лишь в незначительном количестве в них присутствуют порфировидные выделения антипертита, агрегатные скопления мусковита, своеобразные лучистые агрегаты позднего микроклина и реликтовые формы гастингсита, замещенного рудным минералом и мелкими чешуйками вторичного биотита и мусковита. Варьирующие в размерах лейстовидные выделения альбита с трахитоидной структурой прихотливо ориентированы, обтекая редкие порфировидные выделения антипертита и псевдоморфные агрегатные скопления мусковита.

Несколько выделяются из общего щелочного ряда своим минералогическим составом и структурами граносиениты, встречающиеся в двух разобщенных выходах. Это полнокристаллические среднезернистые породы, состоящие из нерешетчатого калинатрового полевого шпата с пертитовым строением, из плагиоклаза, а также из мирмекита, ксеноморфных обособлений кварца и агрегатных скоплений гастингсита и биотита, сопровождающегося ортитом. Особенностью породы является присутствие реликтовых зерен серицитизированного плагиоклаза как среди калиевого полевого шпата, так и среди свежего олигоклаза № 15 (фиг. 32). Вокруг серицитизированного плагиоклаза в калиевом полево-м шпате наблюдаются реакционная кайма и пятнистые и жилковатые выделения альбита. Как в калинатровом полево-м шпате, так и в свежем плагиоклазе часты включения биотита и скопления серицита.

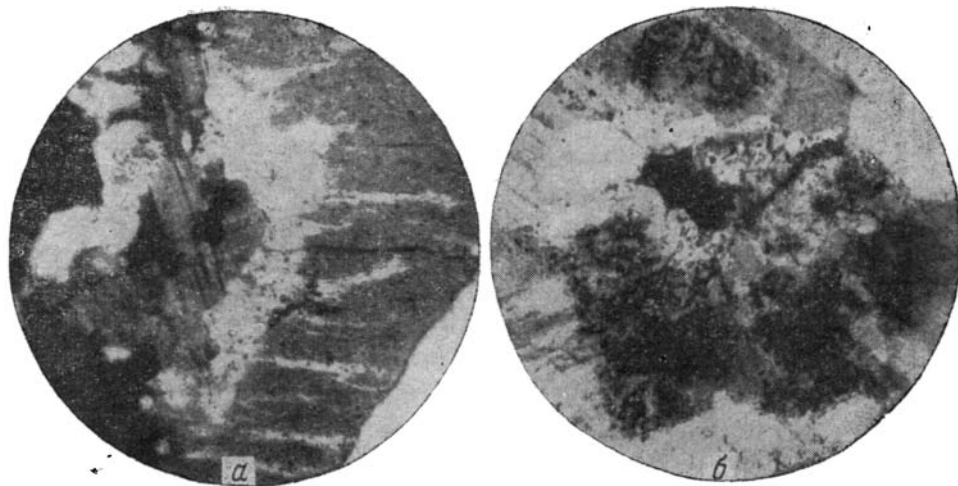
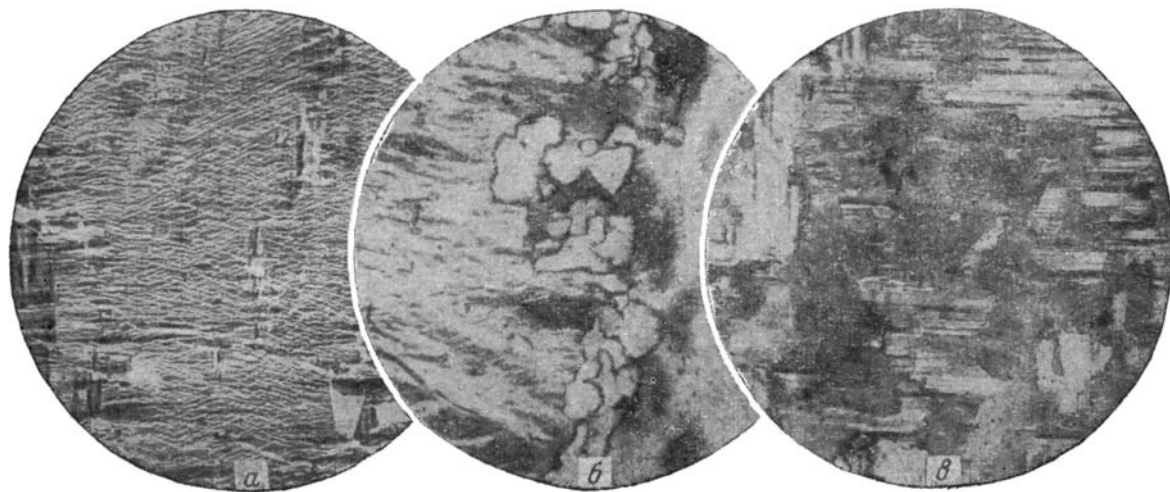


Рис. 32. Граносиенит. Реликтовые зерна плагиоклаза:

a — в калинатовом полево шпате;
б — в альбите. Объектив $\times 8$, николи +



Фиг. 33. Щелочные сиениты. Преобразование пертитов распада (*a*) в пертиты замещения (*б, в*).
 Объектив $\times 8$, николи +

Амфибол в местах соприкосновения с каликатровым полевым шпатом замещен биотитом. Серицитизированный плагиоклаз и амфибол являются реликтовыми минералами ранее существовавшей породы, по-видимому, мезократового микрогнейса, находящегося в виде переработанного ксенолита.

В жильных лейкокатровых и роговообманковых сиенит-порфирах ясно наблюдается порфировидный характер структур, в первых — благодаря присутствию плагиоклаза и редких выделений роговой обманки, во вторых — благодаря наличию обильных игольчатых кристаллов роговой обманки размером до 2—3 мм.

В лейкокатровых сиенит-порфирах вкрапленники плагиоклаза имеют интересную особенность: аномальную зональность, с промежуточной зоной плагиоклаза с меньшим показателем преломления, чем в центре и на периферии. Плагиоклаз вкрапленников частично замещен агрегатом серицита. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, каликатрового полевого шпата и мелких рассеянных чешуек биотита или амфибола. На промежуточных по размерам зернах плагиоклаза внешняя кайма альбита имеет зубчатые контуры, прорастающие мелкими зернами основной массы.

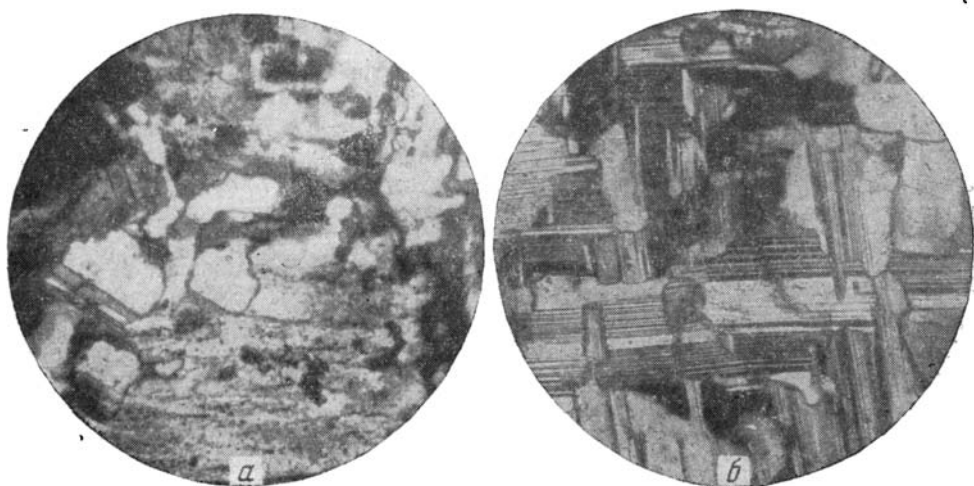
Роговообманковые сиенит-порфиры состоят из убывающих в размерах игольчатых выделений роговой обманки и агрегата изометричных зерен полевых шпатов. В небольшом количестве присутствуют биотит и сфен, ассоциирующие с амфиболом, а также эпидот. Из акцессорных минералов кроме сфена встречается апатит.

Среди полевых шпатов распространены как каликатровый, так и плагиоклазы — частью серицитизированный, с показателем преломления, близким к канадскому бальзаму, частью — свежий альбит. Последний расположен полосами, пятнами, но при небольшом его количестве амфибол не подвергается коррозии. В других же разностях этих жильных пород при значительном увеличении количества альбита наблюдается замещение амфибола.

Альбитизация широко развита во всех породах сиенитового массива. Она вызывает непрерывный ряд изменений в составе и структуре щелочных пород — от лейкокатровых сиенитов к альбититам. В лейкокатровых щелочных сиенитах наблюдаются переходы от более или менее равномерно- и крупнозернистых разностей, сложенных преимущественно микроклин-пертитом, к разностям с весьма неравномерно-зернистыми пойкилобластическими и коррозионными структурами с широким развитием альбита. В первом типе лейкокатровых щелочных сиенитов (фиг. 33, а) микроклин-пертиты представляют пертиты распада — тонкие, закономерно ориентированные прорастания альбита № 2—4 ($2V = 84—88$) в калиевом полевом шпате. Такого типа пертиты встречаются очень редко в массиве сиенитов. Даже в пределах одного шлифа можно видеть начальную стадию перехода четких тонких пертитовых прорастаний в более грубые — пленочные, жилковатые типы пертитов замещения. Последние обычные для лейкокатровых щелочных сиенитов. В таких разностях появляются двойные каемки альбита между двумя соседними выделениями микроклин-пертита, создающие впечатление взаимного прорастания оптически однозначно через ряд ориентированных выделений альбита (фиг. 33, б). В этих зернах альбита уже иногда наблюдается двойниковое строение. Увеличение количества альбита в породе приводит к образованию двойных цепочек зерен, в которых погасание такое же, как в пертитовых вросках зерна, отделенного цепочкой зерен альбита с иным погасанием.

Это явление было отмечено Е. Л. Бутаковой (1937) при описании карсакпайских сиенитов, В. С. Соболевым (1947) — в микроклин-пертитах гранитоидных пород Коростеньского плутона и Л. Ф. Айнберг

(1933) — в щелочных гранитах и сиенитах Приазовского щелочного массива. В. С. Соболев объясняет их происхождение распадом твердых растворов. С. Ф. Васильченко (1955) подробно описал двойные каемки и двойные полосы в плагиоклазах роговообманковых гнейсовидных пород контактово-метаморфического происхождения. Отмеченное явление он относит к категории диабластических образований. В изучавшихся нами породах двойные каемки и полосы в микроклин-пертитах находятся главным образом в породах, в которых широко развиты пертиты замещения, и, очевидно, также имеют диабластический характер.



Фиг. 34. Щелочные сиениты. Преобразования в зернах альбита. Объектив $\times 8$, николи +

a — беспорядочное расположение мелких зерен; *b* — закономерное срастание в более крупных кристаллах

В то же время широкое развитие пертитов замещения ведет к образованию типов пятнистых пертитов, имеющих тонкополисинтетически двойниковое строение, вплоть до образования шахматных альбитов с незначительными реликтовыми участками микроклина. Такой микроклин пелитизирован и имеет пятнистое погасание (фиг. 33, *в*).

Мелкозернистый агрегат альбита, кроме двойных каемок, появляется также между таблитчатыми выделениями микроклин-пертита, а отдельные зерна и мелкие агрегаты корродируют их (фиг. 34, *a*). Микроклин-пертиты приобретают неправильные, извилистые контуры ограничений.

При значительном развитии агрегата альбитовых зерен, для них обычно двойниковое строение и наблюдается тенденция к идиоморфизму. Образуются удлинённо-призматические, но лишенные конечных граней выделения. Показатель преломления в них несколько выше, чем в пертитовых вростках альбита, и по составу они приближаются к альбит-олигоклазу. Разрастающийся агрегат этих зерен создает сложные прорастания с неравномернозернистой пойкилобластической структурой (см. фиг. 34, *b*).

Таким образом, микроструктуры лейкократовых сиенитов варьируют от равномернозернистой, сложенной крупными выделениями микроклин-пертита, до резко неравномернозернистой, с ясно наблюдающимися коррозионными и пойкилобластовыми прорастаниями. Одновременно происходит изменение состава альбита от № 2—4 до альбита № 7—

8, и в породе возрастает роль плагиоклаза по сравнению с калинастровым полевым шпатом. Такие разности по структуре близки к гастингситовым сиенитам.

Для гастингситовых сиенитов характерно развитие пойкилобластовых структур, образованных порфиroidными выделениями антипертита и шахматного альбита, с одной стороны, и более мелкозернистого агрегата полисинтетически sdвойникованного альбита, приближающегося по составу к альбит-олигоклазу,—с другой. В участках, сложенных таким агрегатом зерен, можно видеть общую ориентировку двойниковых полосок в отдельных, разобщенных зернах. Очень характерны коррозионные формы выделений гастингсита, представляющих собой скопления различно ориентированных каплевидных и округло-полигональных зерен, совершенно лишенных кристаллографических граней. В той или иной мере гастингсит замещен лепидомеланом.

В нефелиновых сиенитах характер альбитизации сходен с отмеченным для гастингситовых сиенитов. Наблюдается коррозия нефелина альбитом.

Особенно интенсивно альбитизация проявилась в образовании альбититов, которые представляют собой породы, почти нацело состоящие из альбита.

Интересно отметить, что и в жильных породах сиенитового массива местами наблюдается интенсивная альбитизация, выражающаяся в увеличении роли свежего альбита в составе породы по сравнению с серицитизированным альбит-олигоклазом в слабо измененных разностях, в появлении микроклин-пертита с жилковатыми и пятнистыми пертитамы замещения, вплоть до образования нечетких шахматных альбитов. Развиваются пойкилобластовые структуры, подобные отмеченным в сиенитах. Встречаются и слабо развитые двойные каемки альбита. Очень характерно агрессивное отношение альбита к игольчатым выделениям амфибола, вплоть до образования «скелетов» роговой обманки.

На фоне интенсивной альбитизации, проявляющейся как в породах самого массива, так и в породах жильной серии, в отдельных разностях лейкократовых сиенитов заметны расплывчатые прожилковидные обособления позднего, свежего микроклина с характерной четкой решеткой, без каких-либо пертитовых прорастаний. Замещение амфибола биотитом и развитие мусковита указывают на участие калия в процессе преобразования пород.

Наиболее поздними по времени образования являются мелкие жилки альбита, появляющиеся локально в связи с катаклазом породы. В таких случаях наблюдаются смещения двойниковых полосок в относительно крупных выделениях альбита и секущие по отношению к ним мелкие жилки альбита, отличающиеся меньшим показателем преломления.

При сравнении всех отмеченных типов пород выявляется увеличение роли альбита в ряду лейкократовых щелочных сиенитов, гастингситовых сиенитов, нефелиновых сиенитов, альбититов. Изменяется форма зерен альбита — от мелких изометричных к удлиненным лейстовидным, появляется более или менее четкое двойниковое строение и увеличиваются размеры выделений от сотых долей миллиметра до 1—2 мм. Характерно также изменение микроклин-пертитов — от пертитов распада, через разнообразные пертиты замещения, до образования антипертитов и шахматных альбитов. Очень широко распространены коррозионные пойкилобластовые структуры.

Кроме столь ярко выраженного процесса метасоматического развития альбита, по косвенным признакам можно судить о метасоматическом образовании и нефелина путем нефелинизации пироксена. Об этом свидетельствуют приуроченность его к агрегатным скоплениям цвет-

ных минералов и наличие реликтов их в нефелине. Появление в таких разностях кальцита и крупных зерен апатита указывает на локальное проявление кальциевого метасоматоза в связи с замещением пироксена нефелином. Эти явления в Карсакпайском массиве щелочных и нефелиновых сиенитов, по-видимому, находятся в связи с метасоматической переработкой пироксена ксенолитов габбро-амфиболитов. Они имеют незначительное развитие, но по характеру сходны с описанными Л. С. Бородиным (1957) метасоматическими явлениями в процессе нефелинизации пироксенитов в массивах ультраосновных — щелочных пород.

Генезис и возраст сиенитов

Широкое развитие альбитизации, столь специфическое для щелочных пород по сравнению с гранитами Карсакпайского района, находит отражение в химических анализах. От лейкократовых щелочных сиенитов к нефелиновым сиенитам возрастает роль щелочей. При рассмотрении четырех химических анализов (табл. 11, 12) и вариационных диаграмм (фиг. 35) щелочных и нефелиновых сиенитов наблюдается резкое увеличение числовой характеристики a , причем, как видно из соотношения весовых процентов окислов Na_2O и K_2O и параметра n , это

Таблица 11

Химические составы гранитов и сиенитов (в вес. %)

Компоненты	XIIв	XIIг	XIVa	XIVб	XIVв	XIVг
SiO_2	73,70	70,69	65,56	64,14	16,44	58,90
TiO_2	0,35	0,13	0,33	0,32	0,20	0,04
Al_2O_3	13,71	16,53	17,27	18,60	19,30	24,13
Fe_2O_3	2,27	0,84	1,78	2,44	1,61	0,81
FeO	0,22	0,75	3,08	1,60	2,92	0,29
MnO	0,06	Следы	0,12	0,10	0,11	0,10
MgO	0,15	0,04	0,10	0,12	0,13	0,20
CaO	0,38	0,64	1,16	1,15	1,24	0,87
Na_2O	3,68	4,19	4,76	5,70	7,61	9,70
K_2O	5,26	5,59	5,34	4,84	5,66	4,24
H_2O^-	0,24	0,10	0,21	0,15	Не опред.	0,14
H_2O^+	0,08	0,38	0,19	0,69	0,54	0,90
Прочие	0,13	—	0,03	0,09	—	0,03
Сумма	100,23	99,79	99,93	99,94	100,76	100,35

увеличение связано с заметным возрастанием Na_2O по сравнению с K_2O . Содержание же последнего окисла колеблется в пределах 5,7—4,2 вес. %, в целом оставаясь близким к содержанию его в гранитах. При заметном уменьшении роли микроклина в микроклин-пертитах щелочных пород такое значительное содержание этого окисла, по-видимому, объясняется появлением позднего свежего микроклина за счет переотложения вещества.

Изучавшиеся щелочные и нефелиновые сиениты обладают относительно низким значением числовой характеристики и представляют собой пересыщенные глиноземом породы с низким содержанием CaO .

Числовая характеристика b , относительно высокая в щелочных и гадингситовых сиенитах, возрастает главным образом за счет окис-

лов железа, участвующих в строении ильменита (FeO), а также входит в состав амфибола гастингситовых сиенитов.

В вариационной диаграмме числовая характеристика s отражает уменьшение содержания кремнезема в ряду щелочных пород. Очень значительно возрастает параметр n , показывающий соотношение щелочей, от 50—52 в гранитах до 78 в нефелиновых сиенитах.

При сопоставлении химических анализов карсакпайских гранитов и сиенитов в ряду граниты — щелочные сиениты — нефелиновые сиени-

ты можно отметить довольно плавное увеличение параметра a и уменьшение параметра s . Присутствие граносиенитов в пределах сиенитового массива и близость лейкократовых щелочных сиенитов к породам гранитного ряда также свидетельствуют в пользу генетического родства сиенитов с гранитами. Как уже отмечалось, и в гранитах наблюдается альбитизация, выражающаяся в образовании микроклин-пертитов, но она развита менее интенсивно.

Метасоматические явления настолько сильно проявились в породах сиенитового массива, что лишь предположительно можно судить о составе первичных

магматических пород. Присутствие ксенолитов габбро-амфиболитов среди сиенитов, гастингсита и биотита в виде агрегатных скоплений, нахождение в ассоциации с ними кварца в лейкократовых и даже гастингситовых сиенитах, реликтового плагиоклаза в граносиенитах, а также неправильно-зональных вкрапленников плагиоклаза в жильных сиенит-порфирах указывают на явления контаминации магмы при образовании сиенитового массива. Присутствие в разрезе пластовых тел габбро-амфиболитов могло способствовать обогащению гранитной магмы такими компонентами, как CaO , MgO и FeO (относительное увеличение характеристик s и b в вариационных диаграммах лейкократовых и гастингситовых сиенитов). Отмеченные признаки контаминации магмы говорят о преобразованиях их на месте.

При всем разнообразии существующих в природе щелочных пород и различном их генезисе, карсакпайские щелочные и нефелиновые сиениты могут быть сопоставлены с ильменским комплексом миаскитов и щелочных сиенитов по петрографическому составу, комплексу ассоциирующих с ними парагнейсов и гранито-гнейсов, генетическому родству с гранитной магмой и геологическому положению в складчатой структуре. Широкое развитие метасоматических процессов, отмечающееся А. В. Власенко (1952) для щелочного комплекса южной части Ильменских гор, с таким же характером замещения мелкозернистым агрегатом альбита и поздним микроклином, также очень сходно с явлениями, отмеченными выше для Карсакпайского щелочного массива.

К сожалению, отсутствуют надежные данные для определения возраста Карсакпайского массива щелочных и нефелиновых сиенитов, залегающих среди пород докембрия и древних гранито-гнейсов. Е. Л. Бу-

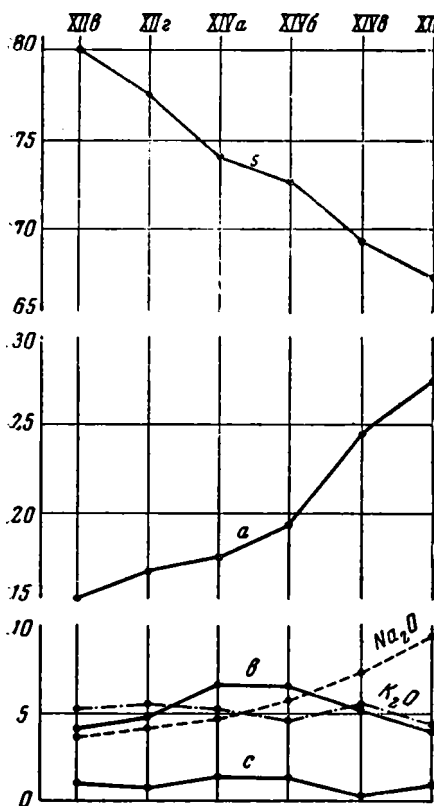
Таблица 12

Сравнение химических составов гранитов и сиенитов

Параметры по А. Н. Заварицкому

	XIIв	XIIг	XIVa	XIVб	XIVв	XIVг
s	80,0	77,6	73,1	72,7	69,3	67,3
a	15	16,9	17,7	19,4	24,9	27,5
c	1	0,8	2,5	1,4	0,3	1,1
e	4	4,7	6,7	6,5	5,5	4,1
n	52	50	58	66	70	78

XIIв, обр. 754, б — гранит, сай Байконур. Аналитик Е. С. Шишова, 1957 г.; XIIг, обр. 1206, а — гранит, верховья сая Сары-Булак. Аналитик М. Н. Вепринцева, 1955 г.; XIVa, обр. 625 — сиенит. Аналитик А. Н. Зарубицкая, 1956г.; XIVб — гастингситовый сиенит. По Е. Л. Бутаковой, 1937; XIVв, обр. 650 — гастингситовый сиенит. Аналитик М. Н. Вепринцева, 1955 г.; XIVг — нефелиновый сиенит. По Е. Л. Бутаковой, 1937.



Фиг. 35. Сравнение результатов химических анализов пород. Пересчет по методу А. Н. Заварицкого.

XIIa, *г* — граниты; XIVa — щелочной сиенит;
XIVb, *г* — гаусингситовые сиениты; XIVg — нефелиновый сиенит

такова, отмечая свежесть минеральных компонентов и отсутствие каких-либо следов сильных катакласических явлений, относит время формирования интрузии к последнему этапу интенсивной складчатости, полагая, что в этой части Казахстана проявилась варисская складчатость. Гнейсовидные граниты она относит к докембрийским образованиям, а возраст основных интрузий (габбро-амфиболитов) предположительно определяет как каледонский. К. А. Рачковская отмечает постепенные переходы от окружающих гранитов (гранито-гнейсов. — Т. П.) к сиенитам и значительный катаклиз как тех, так и других. Сиениты она относит к образованиям, близким по возрасту с докембрийскими гранитами, принадлежащими к той же магме. Мы непосредственно в поле не наблюдали постепенных переходов от гранито-гнейсов к сиенитам, но как те, так и другие имеют некоторые сходные черты: развитие микроклин-пертитов и пертитов замещения вплоть до образования шахматных альбитов; появление двойных каемок альбита; нахождение промежуточных разностей — граносиенитов. По этим признакам можно судить о генетическом родстве щелочных и нефелиновых сиенитов с гранитами.

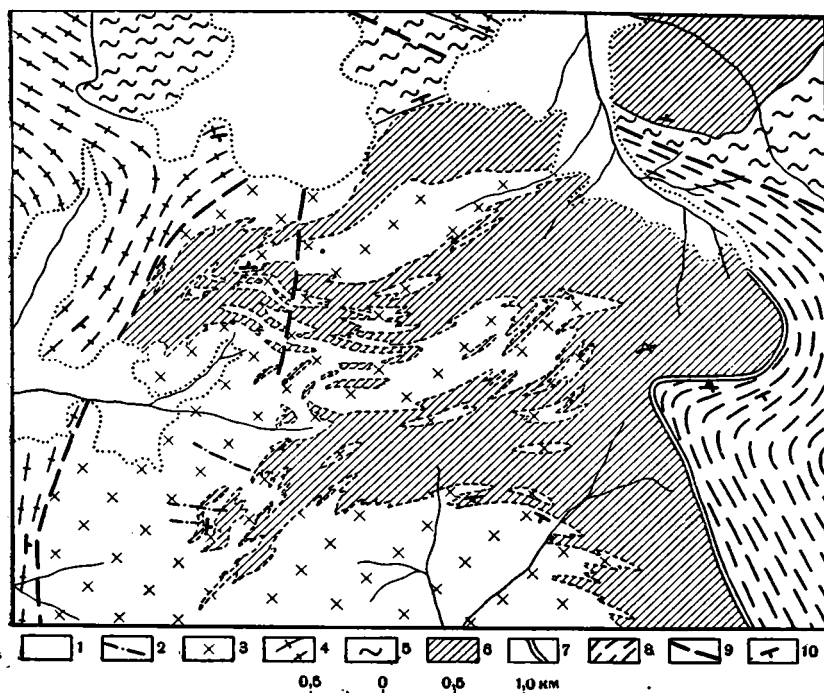
Возрастное положение гранитов однозначно установлено по нахождению их гальки в конгломератах улутауской свиты кембрия Карсакапайского района (гора Басалтуайт). Л. И. Боровиков (1955) указывает на присутствие в конгломератах байконурской свиты среднего кембрия, среди других пород, гальки альбитизированных и карбонатизированных кварцевых сиенитов. Таким образом, мы полагаем, что и сиениты Карсакапайского района являются докембрийскими образованиями.

ДИОРИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ

В Южном Улутау развиты два типа пород этого ряда.

Под названием диоритов описана группа пород с широкими вариациями в содержании цветных минералов. Среди них развиты и меланократовые разности и лейкократовые гранодиориты. В породах часты полосчато-такситовые текстуры. Породами этого комплекса сложены два крупных массива и ряд мелких. Все они залегают среди пород тумурзинской свиты. Их контакты согласны с простирающими вмещающих пород. Размещение массивов подчинено складчатым формам антиклинория. Возраст их — предположительно верхнепротерозойский.

В западной части района известен ряд мелких тел гранодиоритов, приуроченных к зонам меридиональных разломов. Эти гранодиориты



Фиг. 36. Положение диоритов в синклиальной и антиклиальной складках в районе сопок Майтубе.

1 — рыхлые отложения; 2 — дайки; 3 — диориты; 4 — гранито-гнейсы; 5 — гнейсы; 6 — параамфиболиты; 7 — кварциты; 8 — порфиroidы; 9 — разрывные нарушения; 10 — элементы залегания

отличаются довольно однообразным составом и равномернoзернистыми микроструктурами. Возраст этих пород установлен как донизнедевонский. Они будут рассмотрены особо, под названием Татпенско-Ащилысайской группы гранодиоритов.

Диоритами сложены Майтубинский и Кантюбинский массивы и мелкие тела к югу от сая Куамбай, к северу и югу от сая Итас. Среди пород тумурзинской свиты, на участках, подвергшихся гранитизации, встречаются мелкие тела диорито-гнейсов, залегающих согласно с гнейсами других типов.

Майтубинский массив

Это наиболее значительный по размерам массив диоритов, выполняющий крупную синклиаль, крылья которой сложены породами тумурзинской свиты. Массив имеет в плане линзовидную форму, с простираием длиной оси в северо-северо-западном направлении. Протяженность его 40 км. Максимальная ширина 7 км. Диориты залегают согласно с вмещающими породами тумурзинской свиты и лишь в юго-восточной части массива по разрывному нарушению граничат с гранито-гнейсами. Согласно залегание диоритов с параамфиболитами тумурзинской свиты особенно ярко выявляется в районе сопок Майтубе, где они заполняют ядра антиклиальной и синклиальной складок, осложняющих центриклиальное замыкание крупной синклинали (фиг. 36).

Массив сложен главным образом мезократовыми диоритами. В центральной его части, на небольшой площади в долине сая Елемес, развиты лейкократовые разности. Они плохо обнажены. Мезократовые диориты представляют собой среднезернистые или крупнозернистые

зеленовато-серые породы, состоящие из плагиоклаза и роговой обманки. В лейкократовых разностях постоянными компонентами являются кварц и розовый полевой шпат. В породе макроскопически заметен сфен, зерна которого достигают 1—2 мм. Диориты массивны, наблюдается лишь некоторая ориентировка в расположении роговой обманки, более ясная в эндоконтактовых зонах.

В лейкократовых разностях выделения роговой обманки имеют длиннопризматическую форму, в мезократовых — габитус ее широко-таблитчатый, без ясных кристаллографических очертаний и часто — в виде агрегатных скоплений. Для меланократовых разностей такие агрегатные скопления очень характерны, и амфибол по количественным соотношениям преобладает над плагиоклазом. Выделения плагиоклаза приобретают округлую форму. С уменьшением его количества появляются меланократовые диориты с очень незначительным содержанием полевого шпата. Такие разности слагают эндоконтактовую зону западной части массива, шириной до 1,0—1,3 км.

Строение восточного и западного эндоконтактов резко различно. В восточном контакте распространены крупнозернистые мезократовые породы, тогда как в западном контакте, в интервале от горы Майтюбе до сопки Куламбай, зона мощностью до 1,0—1,3 км состоит из меланократовых диоритов и диорито-гнейсов.

В западном экзоконтакте никаких контактовых изменений наблюдать не удастся, так как с востока на запад мезократовые диориты с постепенным переходом сменяются меланократовыми разностями, в которых амфибол ориентирован параллельно контакту. Меланократовые диориты сменяются диорито-гнейсами. В них заметны округлые порфиры белого плагиоклаза. Более мелкозернистые разности представляют собой собственно параамфиболиты. С запада они подстилаются лейкократовыми микрогнейсами, которые были описаны выше. Последние ничем не отличаются от пород подобного же состава, находящихся в значительном удалении от массива диоритов. Горизонты микрогнейсов круто падают к востоку, под массив диоритов. Юго-юго-восточнее сопки Куламбай контакт диоритов с гранито-гнейсами скрыт под рыхлыми отложениями.

В восточном экзоконтакте диоритов залегают тонкополосчатые и массивные мелкозернистые амфиболиты, чередующиеся с кварцитовыми сланцами. Близ контакта (в зоне 50—70 м) встречены отдельные горизонты диоритовых мелкозернистых пород с полосчато-такситовыми текстурами и роговики, образовавшиеся по горизонтам кварцитов. В этой экзоконтактовой зоне наблюдаются также мелкие, порядка нескольких метров, согласные тела диоритов. За исключением участка в районе сая Итас, амфиболитам свойственно запрокинутое к западу направление падения пород.

Различное строение эндоконтактовых зон массива диоритов, очевидно, обусловлено асимметричным строением вмещающей его синклинали, в которой восточное крыло на значительном протяжении запрокинуто к западу, а западное — круто падает к востоку.

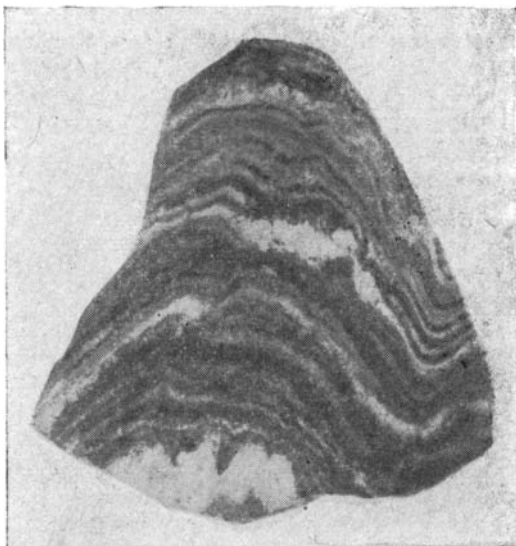
Много интересных деталей в соотношениях диоритов и вмещающих пород можно наблюдать на Майтюбе, в северной части массива (см. фиг. 36). Здесь амфиболиты тумурзинской свиты смяты в крупные и в осложняющие их мелкие складки. Ядра крупных складок, как синклинальной, так и антиклинальной, выполнены диоритами, а в крыльях среди амфиболитов они залегают в виде многочисленных согласных тел и линз. На других участках амфиболиты пронизаны обильными лейкократовыми тонкими инъекциями. Амфиболиты местами значительно перекристаллизованы и превращены в меланократовые диоритовые породы.

Мощность пластовых тел диоритов среди амфиболитов значительно варьирует — от нескольких десятков метров до маломощных, в десятки доли метра. Такие тела обычно имеют резкие контакты с амфиболитами и выклиниваются, постепенно уменьшаясь в мощности. Лишь изредка они залегают несогласно с вмещающими породами, внедряясь по плоскостям секущих мелких сколов.

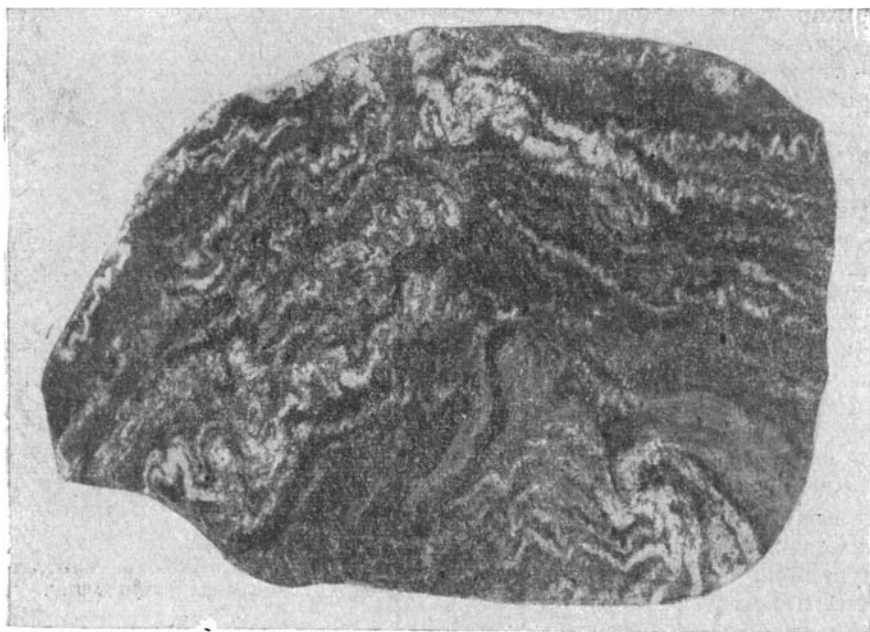
Лейкократовые инъекции обычно согласны со сланцеватостью амфиболитов и образуют вместе с ними мелкую плейчатость. В замках складок их мощности увеличиваются, в крыльях они пережаты. Кроме согласных со сланцеватостью лейкократовых обособлений, иногда можно видеть секущие прожилки. Они различны по морфологии. Наряду с простыми по форме жилками встречаются мелкие пегматитовые образования, а также штокверковые прожилки. Последние наблюдаются в массивных амфиболитах.

Среди согласных и штокверковых инъекций различаются лейкократовые и контаминированные. В последних включены мелкие обломки амфиболитов, в различной степени переработанных, и единичные порфиробласты роговой обманки. Рассеянные кучные скопления амфибола и отдельные порфиробласты роговой обманки создают пятнистую такситовую текстуру. Порода приближается по составу к гибриднему градиориту.

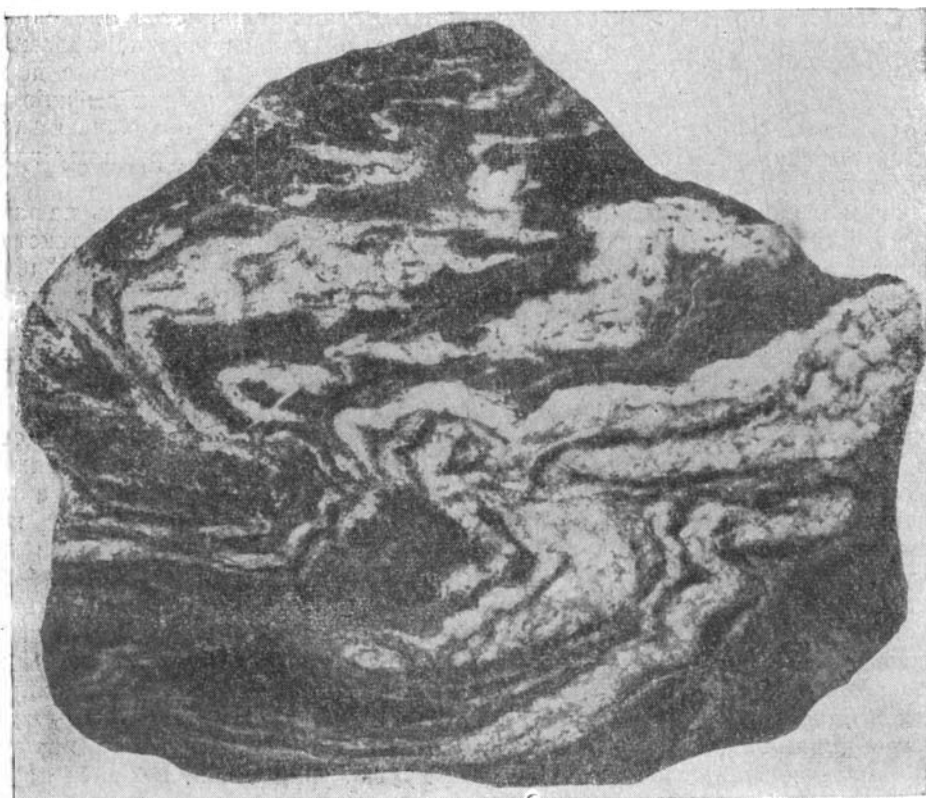
Происхождение инъекций в амфиболитах можно проследить на разных стадиях их развития. В амфиболитах с ясной полосчатой текстурой, образованной чередованием тонких прослоев существенно амфиболового состава с прослоями, обогащенными полевым шпатом и кварцем, возникают мелкие участки, где эта тонкая слоистость нарушена (фиг. 37). Такие участки с перекристаллизацией обычно приурочены к замкам мелких складок. В одном лейкократовом слое мощность заметно увеличивается, а соседний слой резко прерывается. В интервале с возросшей мощностью лейкократового слоя структура породы заметно более крупнозерниста по сравнению с неизменными прослоями. Здесь становятся различимы зерна полевого шпата и кварца, а во внешней кайме заметны кристаллы роговой обманки. Происходит перекристаллизация породы и выделение лейкократовых минералов из двух-трех соседних прослоев в один. В нем плагиоклаз с тонкополисинтетическим двойниковым строением содержит мелкие обособленные скопления серицита. Они являются реликтами зерен более раннего плагиоклаза, который развит в основной ткани амфиболита вне участков перекристаллизации. В то же время во внешней темно-зеленой кайме вдоль бластического участка образуются почти мономинеральные скопления амфибола. Роговая обманка находится в виде лапчатых порфиробластов и включает мелкие зерна других минералов. В более перекристаллизованных породах в ядрах складок возникает прихотливо-



Фиг. 37. Участки с начальной перекристаллизацией в полосчатом амфиболите.
Нат. вел.



Фиг. 38. Лейкократовые «инъекции» в полосчатом амфиболите. Нат. вел.



Фиг. 39. Изменение мощностей в лейкократовых «инъекциях». Нат. вел.

волнистая пльчатость, хорошо заметная при чередовании лейкократовых и существенно амфиболовых прослоев (фиг. 38). При этом более или менее значительно изменяются мощности (фиг. 39). Мощность лейкократовых участков в виде согласных инъекций увеличивается в осевых частях мелких складок и на флексуобразных изгибах. Они утоняются или даже выклиниваются в крыльях складок.

Таким образом, можно видеть, что перекристаллизация пород ведет к сегрегации лейкократового вещества и к его обособлению. Это — процесс метаморфической дифференциации вещества.

Приобретая большую подвижность, лейкократовые обособления ведут себя как инъекции, секущие слоистые и сланцеватые породы, и слагают штокверковые и птигматитовые жилки. В таких инъекциях зачастую наблюдается «загрязнение» обломочками вмещающих пород, с возникновением гибридных разностей (фиг. 40).

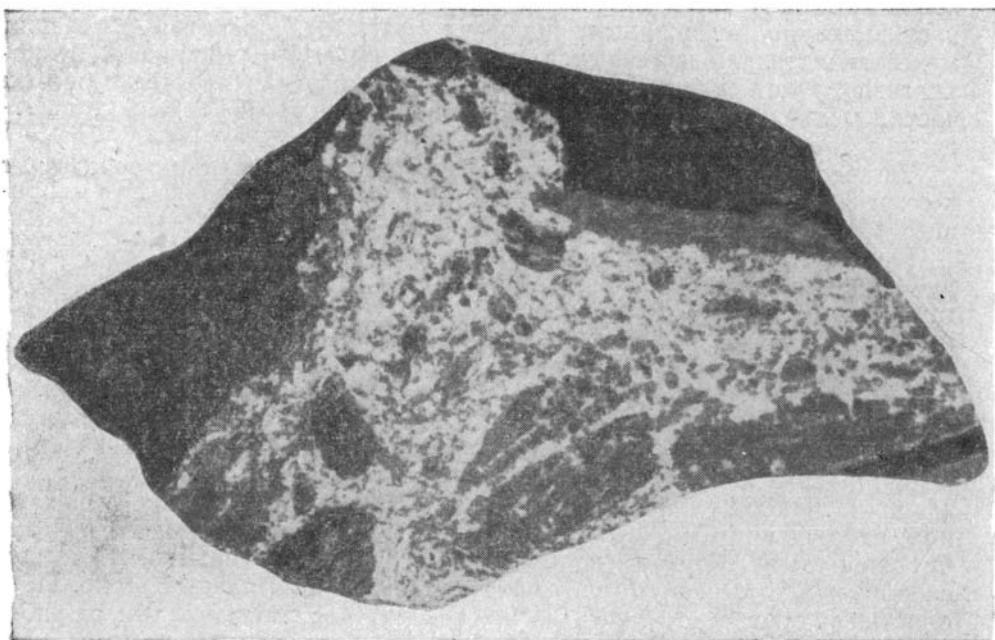
Все описанные выше явления наблюдались в отдельных обнажениях, но насколько велика их роль в образовании диоритов — осталось неясным. Некоторые признаки метаморфической дифференциации можно наблюдать на участках «переслаивания» амфиболитов и диоритов (фиг. 41). На контакте «прослоев» диоритов с амфиболитами в последних наблюдаются меланократовые оторочки мощностью до 0,5 см. Строение этих оторочек подобно меланократовым каемкам, которые сопровождают лейкократовые обособления, рассмотренные выше. Пропластки диоритов не имеют резких контактов с вмещающими амфиболитами и скорее представляют собой результат образования «на месте», а не внедрение диоритовой магмы. Для этих диоритов характерно присутствие роговой обманки в виде агрегатных скоплений зерен и порфиробластовых образований. В прослоях, первично обогащенных амфиболом, возникают отдельные мелкие лейкократовые обособления, более или менее согласные со сланцеватостью. Заметны также единичные порфиробласты плагноклаза.

В диоритах Майтубинского массива часты ксенолиты амфиболитов. Они не имеют резких ограничений и представляют собой меланократовые мелко- и среднезернистые породы с отдельными порфиробластами плагноклаза. Размеры ксенолитов варьируют от сотен метров до нескольких сантиметров. Положение крупных ксенолитов отражает первичные условия залегания пород.

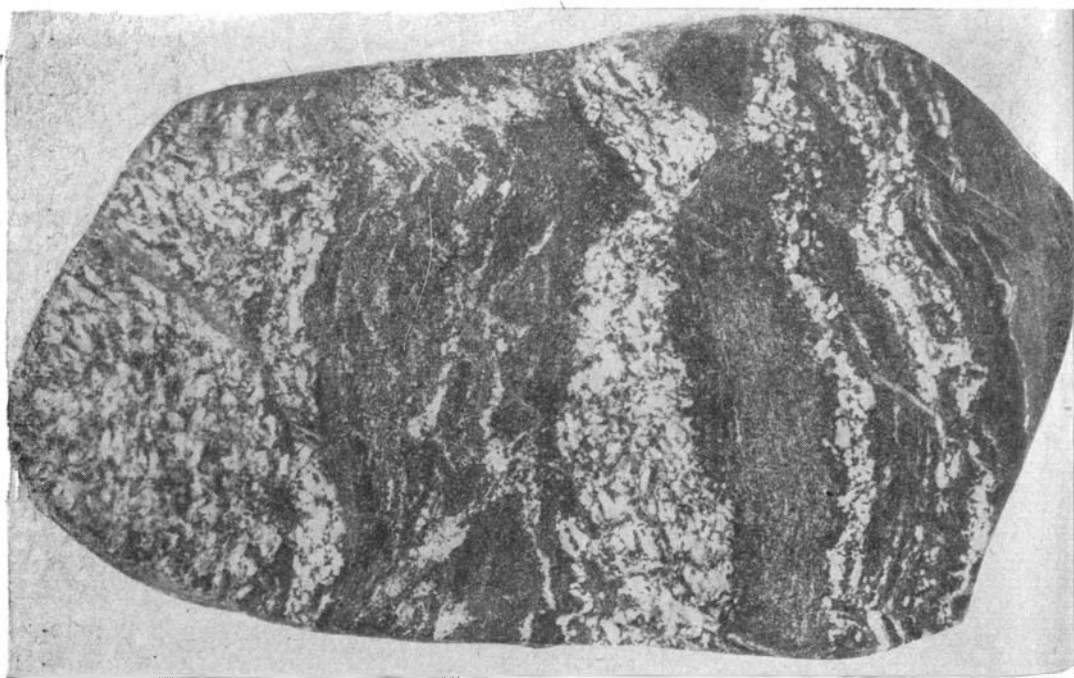
В эндо- и экзоконтактовых зонах диоритов Майтубинского массива встречены дайки меланократовых пород. По составу они достаточно разнообразны: роговообманковые и плагноклазовые порфириты, диоритовые порфириты и афировые порфириты. Особенно широко развиты роговообманковые и плагноклазовые порфириты. Дайки локализируются в отдельных участках, близ разрывных нарушений, главным образом вдоль западного контакта массива. Это протяженные в несколько сотен метров тела, мощность которых не превышает 5—7, часто же 1,5—3,0 м. Характерно кулисообразное выклинивание и смещение по простиранию отдельных частей дайки. Иногда наблюдаются коленчатые изгибы простираний.

Кантубинский массив

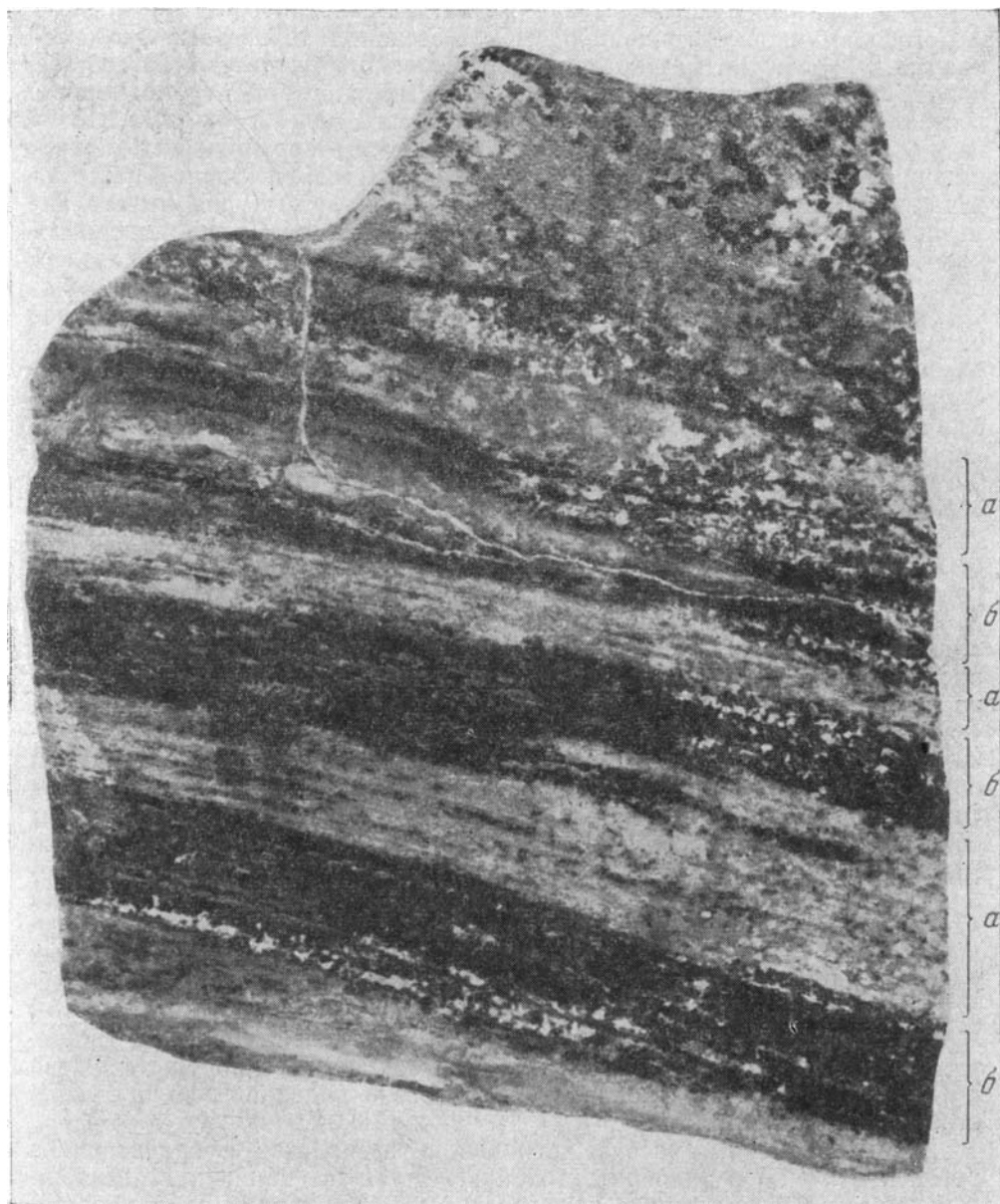
Кантубинский массив занимает площадь около 75 км². Он имеет почти изометричную угловатую форму. Массив расположен в северо-западной части синклинали, сложенной породами тумурзинской свиты. Его юго-восточная граница подчинена складчатой структуре тумурзинской свиты. В этой части массива она проведена условно, так как наблюдаются постепенные переходы от диоритов к породам тумурзинской свиты и чередование диоритов с вмещающими породами. С запада



Фиг. 40. Штокверковые лейкократовые жилки с ксенолитами вмещающих пород.
Нат. вел.



Фиг. 41. Чередование амфиболитов и диоритов. Нат. вел.



Фиг. 42. Порфиробласты роговой обманки, плагиоклаза и кварца в кварцево-диопсидовой (а) и в кварцево-амфиболовой (б) породах. Нат. вел.

и севера массив ограничен разрывными нарушениями, которыми диориты приведены в контакт со среднепалеозойскими отложениями. В зонах разломов диориты катаклазированы, эпидотизированы и местами окварцованы.

В центральной части массива развиты лейкократовые биотитовые и роговообманковые гранодиориты с массивной текстурой. Они сменяются к периферии мезократовыми массивными диоритами. В составе пород наблюдаются большие вариации. Лейкократовые гранодиориты состоят из плагиоклаза, кварца, калинатрового полевого шпата, биотита и роговой обманки. Эти минералы находятся в варьирующих количественных соотношениях. Биотит частично замещается хлоритом. Структура пород гипидиоморфнозернистая. В мезократовых диоритах в заметном количестве находится эпидот. В то же время калинатровый полевой шпат почти отсутствует. Из акцессорных минералов развиты сфен и апатит.

Переходы от мезократовых равномернозернистых диоритов к диоритам эндоконтактной зоны с гнейсовидными и такситовыми текстурами, а от них к диоритовидным породам — в ряде случаев постепенны. Состав и структуры диоритовидных пород изменяются в зависимости от особенностей пород тумурзинской свиты, подвергшихся преобразованиям. Здесь можно встретить меланократовые, почти мономинерально роговообманковые породы, иногда с крупными кристаллами роговой обманки, полосчатые и гнейсовидные породы с чередованием перекристаллизованных амфиболитов и кварцитовидных пород. Кроме разновидностей, похожих на диоритовидные породы Майтюбинского массива, в контакте кантюбинских диоритов наблюдаются преобразованные кварцево-диопсидовые и кварцево-амфиболовые породы, свойственные лишь разрезам бастюбинской фации. Происходит их «диоритизация», проявившаяся в образовании порфиробластов роговой обманки, кварца и плагиоклаза и приведшая к возникновению диоритовидных пород (фиг. 42). Эти преобразования происходили неравномерно. На участках со сланцеватой текстурой порфиробласты темно-зеленой роговой обманки и белого плагиоклаза развиваются послойно. В массивных участках эти минералы расположены пятнисто и среди них различимы более мелкие зерна кварца. В крупных порфиробластах роговой обманки под микроскопом наблюдаются реликты зерен диопсида и кварца. Порфиробласты плагиоклаза, разрастаясь, включают в себя зерна диопсида. Кварц, рассеянный в кварцево-амфиболовых и кварцево-диопсидовых породах более или менее равномерно, в диоритовидных породах находится в виде обособленных скоплений зерен. Они чередуются с участками, сложенными почти мономинеральным агрегатом зерен диопсида. В кварцево-амфиболовых прослоях диопсид встречается в незначительном количестве, и главная масса породы сложена роговой обманкой. Плагиоклаз и кварц резко подчинены ей в количественном отношении.

В Кантюбинском массиве положение ксенолитов и ориентировка роговой обманки в эндоконтактной зоне, так же как и в Майтюбинском массиве, совпадают с направлениями простираций пород в экзоконтактных зонах.

Дайки, связанные с Кантюбинским массивом, менее многочисленны. Они встречены в его восточной части.

Мелкие массивы диоритов

К юго-востоку от Кантюбинского массива расположены четыре мелких тела диоритов. Площади их не превышают 1—2 км². Для трех из них характерна отчетливая приуроченность к ядрам мелких синкли-

нальных складок, осложняющих строение той синклинали, в которой расположен Кантюбинский массив. Четвертый, самый северный массив залегает в ядре антиклинальной складки. В западных крыльях синклиналей углы падения очень пологие, а в восточных — очень крутые. Соответственно в «антиклинальном» массиве во вмещающих породах западного крыла углы падения крутые, в восточном — пологие. «Синклинальные» массивы залегают среди кварцево-тремолитовых и кварцево-диопсидовых пород третьей пачки тумурзинской свиты. По существу, положение массивов отвечает стратиграфическому положению четвертой пачки пород тумурзинской свиты, в которой, как известно, существенную роль играют амфиболсодержащие кварциты и амфиболиты. Часто наблюдаемые в эндоконтакте гнейсовидные текстуры в диоритах и пологоволнистая пластовая отдельность в их выходах дополняют их сходство со стратифицированными породами. Диориты северного массива, залегающие в ядре антиклинальной складки, отличаются от остальных диоритов мелких массивов более лейкократовым обликом.

Определенное структурное и «стратиграфическое» положение занимают и два небольших массива к северу и к югу от сая Итас в юго-восточной части района. Их размеры не превышают 3—4 км². Северный массив приурочен к синклинальному перегибу на крыле Северо-Дюсембайской антиклинали и залегает среди пород тумурзинской свиты. Южный массив находится на периклинальном замыкании той же антиклинали и также приурочен к породам тумурзинской свиты, к бастюбинской ее фации. Северный массив сложен меланократовыми диоритами со значительным количеством роговой обманки. В породах много эпидота. В восточной части массива в экзоконтакте залегают меланократовые диоритовидные породы. В отличие от диоритов северного массива, южнее сая Итас, породы представляют собой кварцевые диориты — светлые породы с гнейсовидной текстурой. Ориентировка гнейсовидности их совпадает с простираaniem гнейсовидности во вмещающих лейкократовых слюдяных гнейсах. Соотношения кварцевых диоритов с гнейсами здесь подобны соотношениям лейкократовых и мезократовых микрогнейсов на водоразделе Тумурза — Сары-сай, где они фациально сменяют друг друга.

Таким образом, на мелких массивах особенно ярко выступает зависимость состава диоритов от состава пород тумурзинской свиты. К тому же все известные тела диоритов приурочены лишь к площади развития пород этой свиты.

ГРАНОДИОРИТЫ ТАТПЕНСКО-АЩИЛЫСАЙСКОЙ ГРУППЫ

Гранодиориты развиты в западной части райсна. Они залегают в виде ряда линзовидных тел. Длинные оси почти всех массивов ориентированы в меридиональном направлении. Максимальная известная протяженность их 12—15 км, ширина — 2—3 км. Расположение и форму массивов контролируют меридиональные нарушения. Однако массивы сосредоточены лишь в интервале между саями Ащилы и Татпен. Они залегают среди пород докембрия и нижнего палеозоя и имеют с ними активные контакты.

В целом во внешнем облике гранодиоритов характерны зеленовато-серый цвет, равномерно- и среднезернистое строение пород, массивные текстуры, довольно однообразный, с небольшими вариациями, состав и слабое развитие мелких ксенолитов.

Здесь будут кратко описаны лишь два массива. Один из них расположен к югу от горы Алтуайт, другой — на саяе Татпен. Первый массив в структурном отношении и по ряду петрографических особенностей

занимает промежуточное положение между рассмотренными выше диоритами и гранодиоритами западной части района. Массив сая Татпен очень типичен для этой группы гранодиоритов.

Массив Алтуайт

Промежуточное положение гранодиоритов этого массива между описанными выше диоритами и гранодиоритами определяется его структурным положением и петрографическими особенностями пород. Ось массива ориентирована не меридионально, а совпадает с северо-западным простираньем оси синклинали, к которой он приурочен. В плане массив залегает согласно с вмещающими породами тумурзинской свиты, и юго-западный его контакт выражен волнистой линией. В то же время его северо-восточное ограничение прямолинейно и, по-видимому, ограничено Уштобинским разломом, скрытым под рыхлыми отложениями. Протяженность массива в северо-западном направлении 10 км, ширина — до 2 км. По внешнему облику гранодиориты главной интрузивной фации подобны гранодиоритам других мелких массивов западной части района. В то же время в них в заметно большем количестве развиты крупные ксенолиты пород тумурзинской свиты, часты меланократовые разности фации эндоконтактов.

Гранодиориты массива Алтуайт представлены в главной интрузивной фации лейкократовыми породами с длиннопризматической роговой обманкой, мелкими чешуйками биотита, белым и розовым полевым шпатом и мелкими зернами кварца. В заметном количестве присутствует сфен. Породы обычно среднезернисты. Амфибол слабо ориентирован, но породы в целом массивны. Гипидиоморфнозернистая микроструктура породы образована таблитчатыми кристаллами плагиоклаза № 16—20, ксеноморфными выделениями кварца и калинатрового полевого шпата и цветными минералами. Последние часто замещены эпидотом, хлоритом и рудными. В значительном количестве присутствуют сфен и апатит.

В юго-западной части массива многочисленны остатки пород кровли тумурзинской свиты, представленные амфиболитами, амфиболовыми сланцами с линзами белых кристаллических известняков и гранатовых скарнов. Размеры скарновых тел не превышают 0,5 м. В северной части массива обильны мелкие овальные ксенолиты размером 5—10 см. Очертания ксенолитов довольно ясные, четкие, обычно округлые, но нерезкие.

Среди мелких ксенолитов, размером в несколько сантиметров, часты мелкозернистые существенно амфиболовые породы с очень мелкими ксеноморфными зернами плагиоклаза. Иногда в таких разностях появляются округлые порфиробласты плагиоклаза. В более крупнозернистых разностях структуры неравномернозернисты, с более крупными таблитчатыми выделениями амфибола на участках, относительно обогащенных плагиоклазом.

Контакт гранодиоритов с кварцитами кембрия не обнажен. В кварцитах наблюдались мелкие кристаллы актинолита, что, возможно, связано с контактовым воздействием гранодиоритов. Севернее сая Ацилы гранодиориты перекрыты красноцветными отложениями D_2 — D_3^2 , в которых контактовые изменения не проявляются.

Массив сая Татпен

Это небольшой массив линзовидной формы, вытянутый в меридиональном направлении на 4 км. Его ширина не превышает 0,8 км. Он залегает среди пород булантинской свиты нижнего кембрия, а в юж-

ной части находится в контакте с мелкозернистыми песчаниками дулы-галинской свиты верхнего ордовика.

Гранодиоритовые породы, слагающие этот массив, не отличаются большим разнообразием. Например, среди них довольно устойчивыми типичными разностями являются лейкократовые гранодиориты с массивной текстурой и равномернозернистой структурой, от мелко- до среднезернистой. Сравнительно редки порфировидные разности, встреченные в восточной эндоконтактной зоне шириной 100—150 м и в южной части массива — близ ксенолита кварцитов.

Гранодиориты состоят из полевых шпатов — белого плагиоклаза и, в меньшем количестве, розового калиевого полевого шпата. В виде мелких зерен заметен кварц. Среди цветных минералов наблюдаются роговая обманка и биотит. В целом цветные минералы слагают незначительную часть породы, представляющей собой лейкократовые гранодиориты.

Лейкократовые гранодиориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, образованную таблитчатыми кристаллами зонального плагиоклаза, ксеноморфными выделениями кварца и небольшим количеством калинатрового полевого шпата, эпидота и хлорита. В заметном количестве находятся сфен, апатит и рудные.

Плагиоклазом сложено 65% породы. Его зональные кристаллы, размером до 2—3 мм, в центральной части нацело замещены мелкозернистым агрегатом серицита. Промежуточная зона состоит из олигоклаза № 18, внешняя зона — из свежего альбита. На фоне зонального строения наблюдается простое двойниковое, реже полисинтетическое строение плагиоклаза. Калинатровый полевой шпат находится в виде совершенно ксеноморфных выделений. Иногда в нем заметна нечеткая микроклиноватая решетка.

Среди цветных минералов, по-видимому, находились как биотит, так и амфибол, так как в породе имеются псевдоморфозы, различные по форме и характеру замещения. Агрегат пеннина и ассоциирующие с ним мелкие зерна сфена, по-видимому, образованы по биотиту, в то время как агрегатные скопления эпидота, пеннина и рудного с небольшим количеством карбоната заместили амфибол.

Порфировидные разности фации эндоконтакта представляют собой породы с таблитчатыми порфировидными выделениями плагиоклаза размером до 0,7—0,8 см. Некоторые разности содержат заметное количество роговой обманки, и могут быть названы мезократовыми гранодиоритами.

В гранодиоритах развита слабая фельдшпатизация — в виде мелких пятнистых обособлений розового полевого шпата или системы жилок по сопряженным трещинкам. В породах обнаружены также тонкие эпидотовые жилки.

Жильные проявления очень незначительны. Лишь в одной точке была встречена жилка аплита мощностью 1,5 см. К западу от массива в породах нижнего кембрия наблюдалась дайка гранодиорит-порфира.

Контактные изменения в зеленоватых мелкозернистых песчаниках верхнего ордовика выражены слабо. Породы ороговикованы, и в них заметны мелкие чешуйки слюды.

Генезис и возраст диоритов и гранодиоритов

Как было указано выше, внешний облик диоритов, развитых в центральной части района, очень разнообразен. Существенные различия в составе диоритов нашли отражение даже в тех немногочисленных анализах, которые приведены ниже (табл. 13). Вариационные диаграммы (фиг. 43), построенные по параметрам, вычисленным по методу

А. Н. Заварицкого (1950), показывают, что в целом с увеличением параметров s и a уменьшаются параметры v и c . В то же время в деталях такой прямой пропорции нет. Так, при сравнении анализов XVб и XVв

Таблица 13
Химический состав диоритов (в вес. %)

Компоненты	XVa	XVб	XVв	XVг	XVд
SiO ₂	43,91	50,90	55,59	63,37	60,94
TiO ₂	1,55	1,44	0,88	0,70	0,70
Al ₂ O ₃	19,11	17,90	17,21	17,94	18,26
Fe ₂ O ₃	4,29	3,87	1,88	3,79	3,02
FeO	7,98	5,32	6,63	0,43	1,96
MnO	0,18	0,30	0,17	0,14	0,14
MgO	6,65	3,92	4,36	1,71	0,68
CaO	10,59	6,64	2,94	3,41	4,54
Na ₂ O	2,49	3,78	4,18	3,22	4,23
K ₂ O	1,25	3,12	1,96	3,16	3,24
H ₂ O ⁻	0,19	0,46			0,17
H ₂ O ⁺	2,17	1,60	Не опред.	0,49	1,14
Прочие	0,27	1,10	2,58	1,71	0,47
Сумма	100,63	100,35	99,38	100,07	99,49

XVa, обр. 97/60е — меланократовый диорит, Кантюбинский массив, к югу от сая Куамбай. Аналитик Е. В. Черкасова, 1961 г.; XVб, обр. T₂^a — диорит, Майтюбинский массив, гора Майтубе. Аналитик Е. С. Шишова, 1958 г.; XVв, обр. T₂^б — диорит, Майтюбинский массив, гора Майтубе. Аналитик А. Ф. Колчанова 1957 г.; XVг, —гранодиорит, Кантюбинский массив. Из отчета А. И. Захарченко, 1955 г.; XVд, обр. 2057 — гранодиорит, Кантюбинский массив, район Актаса. Аналитик Е. В. Черкасова, 1961 г.

Очень важным обстоятельством является пространственная связь диоритов с породами тумурзинской свиты. Как было отмечено выше, все массивы диоритов встречаются среди пород тумурзинской свиты. При этом в породах бастюбинской фации расположены кварцевые диориты (к югу от сая Итас), а среди образований собственно тумурзинской свиты — меланократовые диориты. К тому же наблюдаемые в ряде случаев постепенные переходы от амфиболитов к меланократовым диорито-гнейсам, а от них —

можно видеть, что увеличение параметра s не влечет за собой уменьшение параметра v и увеличение параметра a . Сравнение образцов XVв и XVг показывает, что существенное увеличение содержания кремнезема во втором сопровождается уменьшением цветных компонентов, но при этом содержание щелочей в обоих анализах остается близким. При сопоставлении анализов XVг и XVд видно, что параметры s , a и v в целом изменяются закономерно, но при этом значение параметра c не уменьшается, а возрастает. Еще менее закономерно изменение параметра n , отражающего соотношения щелочей в разных типах пород. Такие незакономерные изменения в составе диоритов, очевидно, свидетельствуют о большой роли гибридных явлений в образовании этих пород. Существенные вариации в составе диоритов зависят от разнообразия составов пород тумурзинской свиты.

Параметры по А. Н. Заварицкому

	XVa	XVб	XVв	XVг	XVд	XV ₁	XV ₂	XV ₃
s	54,4	62,0	64,7	73,1	73,7	66,5	72,0	74,8
a	7,8	13,5	12,3	12,0	14,6	10,7	10,6	12,4
c	9,6	5,9	3,7	10,7	5,5	6,1	5,7	4,5
v	28,2	18,6	19,3	4,2	6,2	16,7	11,7	8,3
n	74,1	47	76	60	66	71,4	71,1	66,7

XV₁ — диориты*;

XV₂ — кварцевые диориты*;

XV₃ — гранодиориты.*

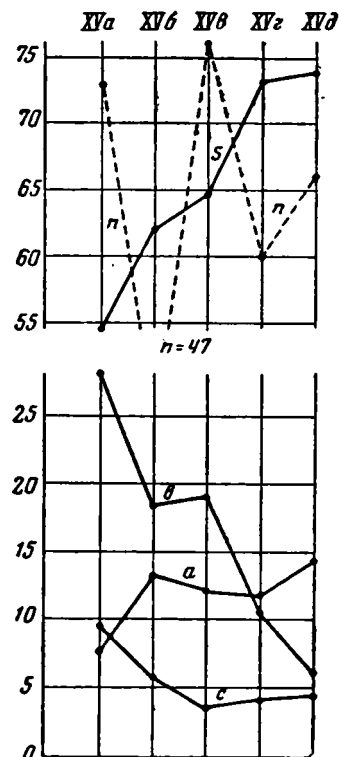
* Числовые характеристики средних составов по Дели (Заварицкий, 1950).

к диоритам позволяют предполагать, что диориты образовались на месте, в результате палингенеза.

Большое разнообразие во внешнем облике пород типа диоритов в структурах и текстурах свидетельствует о сложности процесса их образования. Возникновение таких разностей, как меланократовые диоритогнейсы, по-видимому, связано главным образом с явлениями перекристаллизации амфиболитов тумурзинской свиты и с незначительным проявлением метасоматических процессов. Последние хорошо выражены в образовании порфиробластовых полевых шпатов в процессе ассимиляции ксенолитов. В образовании согласных «инъекций» главная роль принадлежит перекристаллизации, сопровождающейся метаморфической дифференциацией. Ассимиляция материала амфиболитов лейкократовыми инъекциями способствует образованию гибридных пород. Еще значительнее роль явлений гибридизма отражена в переработке ксенолитов в диоритах. Главная же масса диоритов и более кислых их разностей со структурами интрузивного облика, очевидно, возникла путем кристаллизации из расплава. Неоднократное совпадение площади развития диоритов и пород тумурзинской свиты и тесная связь диоритов со складчатыми формами позволяют предположить, что формирование диоритовой магмы происходило «на месте».

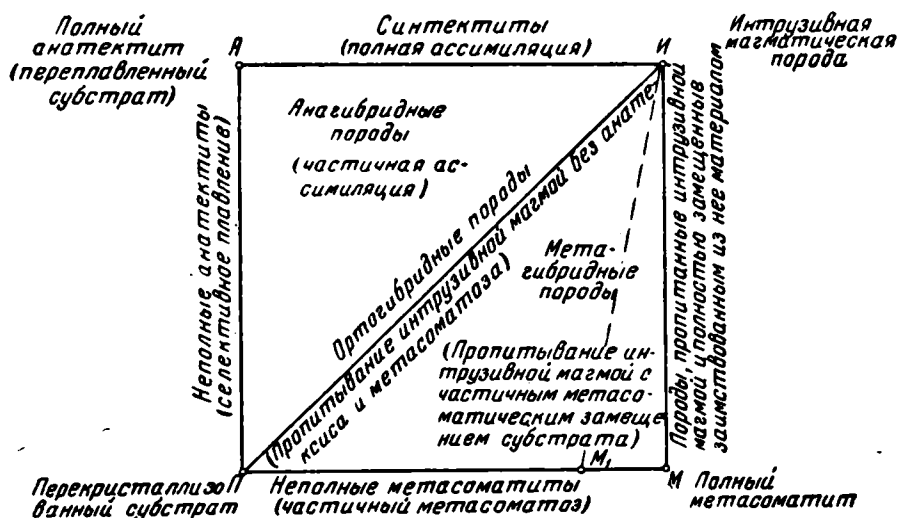
С другой стороны, гранодиориты Татпенско-Ащилысайской группы отличаются достаточно однородными составом и структурой и незначительным развитием ксенолитов. Эти массивы представляют собой обычные интрузии. Они не зависят от морфологии складчатых форм и состава вмещающих их пород. Их сходство в геохимическом отношении с диоритами центральной части района дает основание предполагать, что между ними существует генетическое родство. Возможно, что диоритовая магма, возникшая палингенным путем, стала «родоначальной» для более молодых интрузивных массивов. Это предположение находит подтверждение и в структурном положении гранодиоритов, приуроченных к пересечению разломами древней структуры антиклинория, перекрытой палеозойскими наложенными мульдами.

Вопросы образования диоритов, как пород с большим участием явлений гибридизма, рассмотрены в многочисленных работах (Заварицкий, 1937; Дембо, 1960; Коптев-Дворников, 1953 и мн. др.). Т. М. Дембо попытался систематизировать все многообразные процессы, обусловливающие возникновение гибридных пород. На диаграмме, выведенной из тетраэдра (фиг. 44), представлены соотношения между породами, возникшими в результате различных процессов. В вершинах углов тетраэдра помещены крайние возможные типы пород. *П* — перекристаллизованный субстрат, преобразованный в твердом состоянии. Для него характерны бластические структуры. *А* — анатектит, полностью переплавленный субстрат (палингенный.— *Т. П.*). Для него характерны



Фиг. 43. Сравнение результатов химических анализов диоритов. Пересчет по методу А. Н. Заварицкого. XV а — меланократовый диорит; XV б, в — диориты; XV г, д — гранодиориты

структуры интрузивных пород. Валовый состав этих пород соответствует составу близлежащих пород субстрата, и часто между ними развиты переходные разности (ребро ПА). И — интрузивная магматическая порода, кристаллизовавшаяся полностью из магмы, внедрившейся без примеси материала вмещающих пород. М — нацело или значительно (M_1) метасоматически замещенная порода.



Фиг. 44. Отношение гибридных пород к другим контактовым образованиям.
По Дембо, 1960

Большинство точек, характеризующих генезис диоритов центральной части района, будет расположено на грани тетраэдра ПАИ. Диорито-гнейсы с реликтами полосчато-такситовой текстуры, диоритовидные породы с бластическими микроструктурами сосредоточатся близ вершины П. Диориты с ориентированным расположением роговой обманки, связанные постепенными переходами с диорито-гнейсами, приближаются к вершине А. В то же время наблюдения над изменениями в ксенолитах и породах экзоконтакта на участках с резкими контактами свидетельствуют о метасоматических явлениях. Однако их значение, по-видимому, невелико, и точки, характеризующие метасоматические измененные породы, расположатся на грани ПИМ, ближе к ребру ПИ.

Наконец, положение гранодиоритов Татпенско-Ащилысайской группы определится точками близ вершины И, как собственно интрузивных магматических пород.

Возрастное положение гранодиоритов и диоритов определено на основании следующих геологических данных. Как было изложено выше, гранодиориты Татпенско-Ащилысайской группы имеют активные контакты с песчаниками верхнего ордовика и покрываются красноцветными отложениями средне- и верхнедевонского возраста. На Улутау развиты близкие по внешнему облику и составу породы, а их галька встречена в основании эффузивной толщи нижнего девона. По аналогии с гранодиоритами гор Улутау возраст гранодиоритов Татпенско-Ащилысайской группы уточнен как донижнедевонский.

Заметные различия в составе, развитии гибридных пород, положении в тектонической структуре гранодиоритов Татпенско-Ащилысайской группы и диоритов центральной части района не позволяют считать те и другие образования разновозрастными. В отличие от гранодиоритов, диориты центральной части района очень тесно связаны со складчатыми

формами и их структурное положение подобно положению гранитов и сиенитов. Различия в составах этих гранитоидов обусловлены разным составом пород, подвергшихся палингенезу, а сходство структурного положения, по-видимому, свидетельствует об их одновременном формировании. На основании этих косвенных соображений возраст диоритов центральной части района принят таким же, как возраст гранитов, для которых геологическими методами он определен как верхнепротерозойский.

ПЛАСТОВЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

В изученном районе известны разнообразные пластовые и жильные интрузии. Среди пород тумурзинской свиты встречены согласные тела габбро-амфиболитов. В свитах карсакпайской серии, сложенных породами основного состава, распространены пластовые тела габбро-диабазов. Габбро и габбро-диабазы местами залегают в виде даек и линзообразных тел вдоль зон разломов. Встречаются и мелкие секущие дайки типа спессартитов. Дайки кислого состава пород эффузивного облика сосредоточены на участках близ разломов в виде серии различно ориентированных тел.

Для всех этих образований, как правило, известен лишь нижний возрастной предел, возраст тех пород, в которых они залегают. В гальке конгломератов улутауской свиты кембрия встречены кварцевые порфиры и фельзит-порфиры, но есть ли среди них породы, отвечающие жильным образованиям, — решить трудно. Галька габбро отмечена Л. И. Боровиковым (1955) в конгломератах ордовика, но так как породы группы габбро и габбро-диабазов морфологически различны, неясно, с какими из них может быть сопоставлено габбро из конгломератов. Вследствие этого возраст почти всех этих жильных и пластовых интрузий условно принят близким к возрасту тех вмещающих пород, в которых расположены интрузивные образования.

Габбро-амфиболиты (Pt,tm)

Габбро-амфиболиты представляют собой согласные пластовые тела. Они залегают в породах тумурзинской свиты на водоразделе Тумурза — Сары-сай и южнее сопки Кюгенжол.

Мощности тел габбро-амфиболитов варьируют — часты маломощные, достигающие 1—2 м, прослеживающиеся на 300—1000 м. Реже встречаются тела мощностью до 100—150 м, протягивающиеся на несколько километров.

Среди габбро-амфиболитов установлены две разновидности пород, различные по реликтовым, первичным структурам: амфиболитизированные габбро-диабазы с реликтовыми диабазовыми, офитовыми структурами и амфиболитизированные габбро-порфиры с реликтовыми порфировыми структурами.

Породы первого типа встречены в виде как маломощных, так и мощных тел. На выветрелой поверхности их и в более зернистых разностях ясно различимы тонкие длиннопризматические, беспорядочно ориентированные кристаллы полевого шпата размером до 2 мм, создающие впечатление белой паутины на темно-зеленом фоне существенно амфиболовой породы.

Амфиболитизированные габбро-порфиры встречаются в более мощных телах совместно с породами первого типа. Это темные массивные зелено-серые тонкозернистые породы с очень мелкими порфировыми выделениями цветных минералов, реже — плагиоклаза.

Микроскопически установлено, что породы на 50—70% сложены вторичным амфиболом и, в подчиненном количестве, — плагиоклазом.

почти нацело замещенным вторичными минералами. Амфибол типа актинолита замещает таблитчатый цветной минерал и рассеян в массе породы. В незначительном количестве присутствуют рудный минерал, апатит, сфен, хлорит, карбонат.

В габбро-диабазовых наблюдается реликтовая офитовая структура, образованная длиннопризматическими кристаллами плагиоклаза, почти полностью замещенными. Между ними находятся скопления лапчатых, лишенных кристаллографических очертаний, выделений амфибола с подчиненным развитием клиноцоизита, иногда — хлорита. В некоторых разностях реликтовая структура скорее может быть названа диабазовой. Она отличается наличием более мелких лейст плагиоклаза, находящихся в большем количестве.

В разностях типа габбро-диабазов наблюдается более или менее ясная порфировая структура с вкрапленниками цветных минералов и плагиоклаза, которые также замещены вторичными минералами. Основная масса породы полностью перекристаллизована и состоит из более или менее равномернозернистого агрегата амфибола, серицита, клиноцоизита. Иногда наблюдаются пойкилобластовые структуры.

По химическому составу габбро-амфиболиты (обр. 643 в) близки к среднему типу габбро по Дели (Заварицкий, 1950): SiO_2 — 45,68%; TiO_2 — 0,99%; Al_2O_3 — 17,6; Fe_2O_3 — 2,09; FeO — 7,49; MnO — 0,20; MgO — 10,50; CaO — 10,52; Na_2O — 1,54; K_2O — 1,98; H_2O — 0,23; H_2O^+ — 1,53; сумма — 99,90%

Параметры по А. Н. Заварицкому для этих же пород следующие:

<i>s</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>v</i>
53,5	6,2	8,6	31,7
37,2	7,1	8,7	27,0

Среди пород тумурзинской и дюсембайской свит обнаружено несколько своеобразных мелких тел амфиболитизированных пироксенитов и горнблендитов.

Габбро и габбро-диабазы (Pt_2)

Габбро и габбро-диабазы залегают в виде согласных пластовых тел в белкудукской и керегетасской свитах карсакпайской серии и в виде дайкообразных тел. Наиболее значительны по протяженности дайки в центральной части Карсакпайского синклинория, где они приурочены к меридиональной зоне разломов и достигают длины 15 км; мощность их не превышает 0,5—0,7 км. Протяженность пластовых тел 2—3 км, а мощности их не выше 0,4 км. Это темные зелено-серые или зеленые породы, среднезернистые и массивные в центральных частях тел и мелкозернистые рассланцованные в эндоконтактных зонах.

Эти породы тщательно изучила и описала Ю. Ир. Половинкина (1952).

Отдельные дайкоподобные тела габбро и габбро-диабазов известны в западной части района. Близ г. Лакбай такое дайкоподобное тело габбро прорывает отложения лакбайской свиты. У слияния саев Акырлы и Жаункар известно еще одно меридионально вытянутое тело в зоне разрывного нарушения между породами дюсембайской и карсакпайской свит. Протяженность тел не более 2 км при ширине 0,2—0,3 км.

В нижнем течении сая Бурмаши и южнее в левом борту р. Дюсембай, встречено несколько даек спессартитов. Они залегают в породах бурмашинской свиты с северо-восточным близширотным простиранием. Дайки отличаются малой мощностью — до 2—3 м, и небольшой протяженностью. Они сложены зеленовато-серыми мелкозернистыми породами. Их гипидиоморфнозернистая микроструктура образована пла-

гиоклазом и амфиболом с небольшим количеством ксеноморфных выделений кварца. Плагиоклаз почти нацело замещен мелкозернистым агрегатом вторичных минералов.

Дайки кислого состава (Pt_2-R)

В западной части района в отдельных участках наблюдаются сгущения даек кварцевых и полевошпатовых порфиров.

По внешнему облику и условиям залегания выделено два типа даек. Светлые, зеленоватые и розоватые, кварцевые порфиры с мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата залегают среди гранито-гнейсов, гранитов и пород джусембайской свиты на участке между верховьями саев Курайлы и Ащилы и севернее, в долине Шокрасая. Лиловые полевошпатовые порфиры распространены в долине р. Байконур. Они прорывают граниты и породы тумурзинской и сарысайской свит.

Для тех и других даек характерна весьма тонкозернистая или фельзитовая структура основной массы и преобладание мелких вкрапленников кварца в одних разностях и полевого шпата — в других. В дайках ясно выражены приконтактные оторочки закалки. В эндо-контактной, реже в центральной части иногда заметны флюидальные текстуры. Мощность даек 0,5—1,5—3 м, протяженность — до 1,0—1,2 км. Особенностью их морфологии являются коленчатые изгибы по простиранию. Эффузивный облик этих пород позволяет предполагать, что они генетически связаны не с гранитами и гранито-гнейсами, а с кислыми эффузивами верхней части разреза докембрия. Лиловые полевошпатовые порфиры по внешнему виду, флюидальным текстурам и преобладанию полевого шпата во вкрапленниках очень похожи на породы одной из пачек разреза лакбайской свиты рифея. Кварцевые порфиры, развитые в более древней части структуры, по-видимому, соответствуют по времени образования более древним кислым эффузивным проявлениям одной из верхнепротерозойских свит.

ВОПРОСЫ ГРАНИТИЗАЦИИ

Как известно, имеются различные воззрения относительно образования гранитов. Их анализу посвящено много обстоятельных работ (Кузнецов, 1953; Половинкина, 1957; Соболев, 1957; Mac Gregor a. Wilson, 1939; Mehnert, 1959; и др.). Менерт, рассмотревший работы по гранитной проблеме за истекшее десятилетие, отмечает, что противоречия между сторонниками двух крайних точек зрения — магматистами и трансформистами значительно сгладились: «Осознают наконец то, что противоположные взгляды в действительности представляли собой лишь различные стороны одного явления и, следовательно, обе противоположные стороны были, в сущности, правы» (Mehnert, 1959, стр. 2).

Менерт указывает на несколько возможных способов образования гранитов:

- 1) путем дифференциации основной магмы при понижении температуры;
- 2) путем мобилизации осадочных пород при повышении температуры;
- 3) в результате привноса и смешивания разных исходных веществ. Благодаря инфильтрации, поступлению эманаций, «ихора» происходит метасоматическое образование гранитов;
- 4) при непосредственном взаимодействии магмы и вмещающей породы или смеси магм разного состава, с образованием гибридных пород.

Менерт отмечает, что теоретически граниты могут возникнуть как при понижении температуры, путем дифференциации основной магмы, так и при повышении температуры, путем мобилизации осадочных пород. В обоих случаях нет необходимости в привносе вещества извне. В последнем случае дополнительным условием является соответствующий гранитному исходный состав первичных пород.

На основе экспериментальных данных, приведенных со ссылками на многих исследователей, Менерт указывает, что плавление системы кварц — альбит — ортоклаз — вода под давлением 4000 ат происходит при температуре около 640°. Присутствие паров воды под давлением снижает температуру плавления.

Наиболее вероятно возможность появления мобилизованных пород среди отложений амфиболитовой фации, как менее «сухой», чем породы гранулитовой фации, более высокотемпературной по сравнению с фацией зеленых сланцев. Подобные же суждения высказывает Н. Г. Судовиков (1959), подчеркивая связь реоморфизма с породами амфиболитовой фации.

Наиболее близко к представлению о происхождении гранитов путем мобилизации осадочных пород подходит в своих построениях Ф. Н. Шахов (1960). С точки зрения магматогенных позиций он рассматривает происхождение гранитных магм на месте, находя в этом решение «проблемы пространства». В пользу рождения магмы на месте ее кристаллизации Ф. Н. Шахов привел примеры сохранения положения доинтрузивных даек и структуры пород, вмещающих гранитные тела. Это заставило его пересмотреть последовательность процессов, связанных с формированием гранитов. Проявление диафоритических изменений в роговиках и ряд косвенных признаков привели Ф. Н. Шахова к выводу о более поздней кристаллизации магмы по сравнению с образованием роговиков. Таким образом, последовательность процесса формирования магмы, по мнению, Ф. Н. Шахова, следующая: «региональный метаморфизм (рассланцевание, перекристаллизация и метасоматоз) → контактовый метаморфизм (перекристаллизация, метасоматоз, роговики → зоны гибридных магм → гранитные магмы → ритмическая (пульсационная) кристаллизация и уход летучих → застывание плутона» (1960, стр. 148). Однако при этом Ф. Н. Шахов впадает в некоторые противоречия, называя процесс, предшествующий магмообразованию, контактовым. Между тем перекристаллизация и метасоматоз, характеризующие «контактный» метаморфизм, и составляют сущность процесса гранитизации, предшествующего магмообразованию. Отсюда неясно, почему «нельзя объяснить происхождение гранитных массивов процессами метасоматического характера, какое бы содержание мы ни вкладывали в понятие о метасоматозе» (там же, стр. 111). Не рассматривая вопроса о том, какое содержание в понятие о метасоматозе вкладывает Н. Г. Судовиков, можно видеть, что он, подходя к этому вопросу с других позиций, делает подобный вывод о последовательности явлений. Н. Г. Судовиков полагает, что «региональная гранитизация происходит независимо от магматических гранитных интрузий и предшествует их образованию» (1959, стр. 55).

Третьим «способом» возникновения гранитных пород является метасоматическое образование путем инфильтрации, поступления «ихора», «эманаций». При этом у исследователей особенно разнообразны воззрения на происхождение гранитных пород. Процесс изменения пород, по представлению различных исследователей, происходит в агрегате твердых тел или с участием незначительной жидкой фазы, или даже под непосредственным воздействием жидкой магматической фазы. Одним из типичных путей метасоматического образования гранитов является щелочной метасоматоз инфильтрационного характера, связанный с вос-

ходящими постмагматическими растворами, выделяемыми формирующейся на глубине магмой (Трусова, 1960₁).

Существуют представления о существенной роли метасоматических процессов в последующей стадии, которые базируются на возможной мобилизации осадочных пород (Судовиков, 1959). Однако на большой глубине смешиваются вмещающие породы с магмой, что можно рассматривать как четвертый путь образования гранитоидных пород.

Промежуточное положение между третьим и четвертым возможным способами занимает инфильтрационное магматическое замещение, которому на ранних стадиях предшествуют метасоматические процессы (Коржинский, 1952).

Наконец, четвертый путь образования пород — при непосредственном взаимодействии магмы и вмещающей породы — достаточно широко известен для ряда гранитоидов. В результате возникают породы главным образом с существенными отклонениями от состава среднего гранита. Часто это породы диоритового ряда и некоторые типы щелочных пород, связанные с явлениями ассимиляции вмещающих пород.

Такое обилие представлений о процессе возникновения гранитных пород, очевидно, обязано тому, что в природе наблюдается большое разнообразие явлений. Не вызывает сомнений существование как собственно интрузивных гранитов, так и гранитов, возникших в результате гранитизации. Но в последнем случае эти породы отличаются исключительным многообразием. Для одних областей характерно развитие мигматитов, в других они отсутствуют. В одной и той же области отмечаются широкие вариации в преобразовании первичных пород: в разной мере сохраняются их текстурные и структурные особенности, наблюдаются новообразования порфировластов и развитие инъекций. Преобладание того или иного явления создает основу для предположения о том или ином генезисе гранитных пород.

Многообразие проявлений процессов гранитизации в различных региональных структурах и вызвало многочисленные гипотезы относительно образования гранитных пород.

Выявление реликтов более ранних фаз образования породы, как подчеркивает Менерт (1959), может привести к установлению ее генезиса.

На примере изученного района можно видеть, что в слабо гранитизированных породах происходят собирательная перекристаллизация породообразующих минералов и образование бластических микроструктур. Это явление можно рассматривать как мобилизацию осадочных пород без привноса вещества извне. Характерно, что, в зависимости от состава первичных пород, возникают лейкократовые и меланократовые гранитизированные породы.

В более гранитизированных породах наряду с перекристаллизацией происходят метасоматические явления. Они проявляются и на более ранних стадиях, значительно в породах, первоначальный состав которых не отвечает гранитному. В то же время такие существенно различные по составу породы, как мономинеральные кварциты и горизонты основных пород, ведут себя консервативно по отношению к гранитизации. Метасоматические процессы проявляются избирательно. При этом сохраняются реликты текстурных особенностей первичных пород.

Наконец, совершенное исчезновение гнейсовидных полосчатых текстур и образование массивных равномернозернистых пород с гранитными или гипидиоморфными структурами свидетельствует о наличии магматической стадии, обусловленной нарастанием гранитизации. Тесная зависимость гранитов, сиенитов и диоритов от состава вмещающих пород позволяет предполагать, что магмообразование связано с палингенезом, происходившим на месте. В свою очередь эти гранитоиды

оказывают активное воздействие на вмещающие породы. В контакте с гранитами происходят альбитизация микроклина и образование специфических гранофировых микроструктур. В микрогнейсах экзоконтакта сиенитов развивается свежий альбит. В амфиболитах близ диоритов проявляется ороговикование.

Формирование гранитоидов сопровождается ассимиляцией вмещающих пород. Развитие реликтовых бластических микроструктур среди сиенитов и диоритов и наличие измененных в разной мере ксенолитов позволяют говорить о явлениях гибридизма в процессе формирования этих пород.

Наконец, последующее внедрение гранодиоритовой магмы в более молодые толщи пород характеризует интрузивную форму магматизма, более позднюю по времени по сравнению с процессами гранитизации и палингенеза.

Еще более разнообразны пути образования гранитных пород при неоднократном и широком проявлении гранитизации в областях древних щитов. Как отмечает Н. Г. Судовиков (1959), породы подвергаются метасоматозу, перекристаллизации, селективному плавлению, мигматизации, и в результате возникают метасоматические, реоморфические и магматические граниты и переходные между ними разновидности.

Рациональное выделение разнообразных генетических типов гранитных пород, по-видимому, может быть проведено лишь на тектонической основе, путем выяснения положения гранитоидов в структуре и в истории развития последней. Ниже будет рассмотрено строение Майтубинского антиклинория и история его развития.

Глава V

ТЕКТОНИКА

МАЙТЮБИНСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Рассмотренные выше докембрийские и нижнепалеозойские отложения участвуют в строении Южно-Улутавского поднятия. Эта структура, Арганатинское поднятие и Улутавский и Эскулинский купола¹ составляют вытянутую в меридиональном направлении Улутавскую зону поднятий¹. От расположенных севернее древних структур Южно-Улутавское поднятие отделено неширокими Тамдинским и Шагырлинским прогибами¹, сложенными среднепалеозойскими отложениями (фиг. 45). Южно-Улутавское поднятие на востоке граничит с Джезказганской впадиной, выполненной средне- и верхнепалеозойскими породами большой мощности. Борт впадины осложнен крупным меридиональным Западно-Улутавским разломом¹. В этой зоне породы интенсивно дислоцированы, тогда как восточнее они смяты в брахискладки. На юге и западе древняя структура Южного Улутау погружена под мезо-кайнозойские отложения, выполняющие Тургайскую и Чуйскую плоские синеклизы. В этих синеклизах породы залегают полого, почти горизонтально.

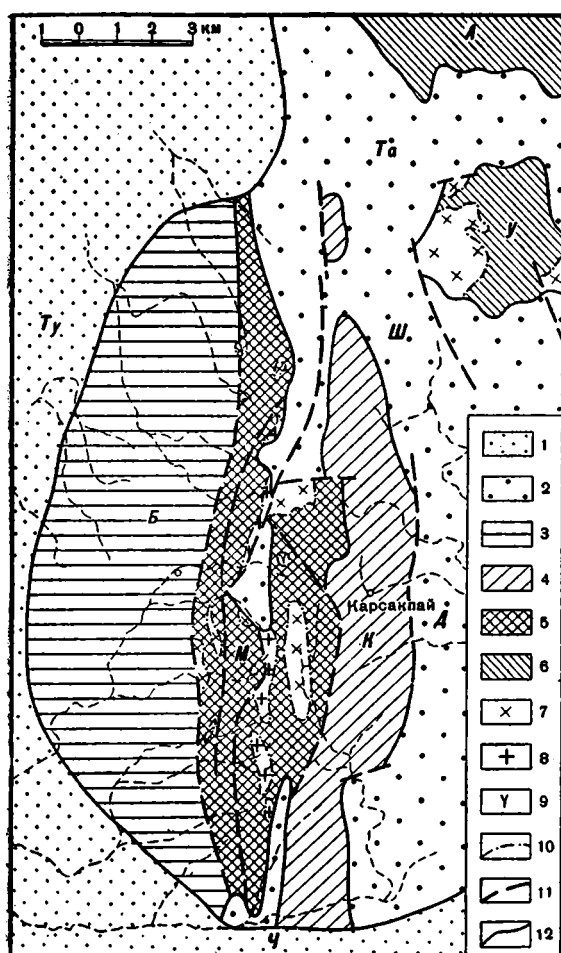
Более подробному описанию структур, окружающих Южно-Улутавское поднятие, посвящены работы А. А. Богданова (1954, 1959), Ю. А. Зайцева (1957, 1961), Б. А. Петрушевского (1955) и других.

В плане поднятие имеет форму неправильного овала, ориентированного в меридиональном направлении. По длинной оси оно достигает 200 км, по короткой — около 100 км.

Южно-Улутавское поднятие неоднородно в тектоническом отношении. Оно состоит из трех разновозрастных структурных единиц. Наиболее древнюю из них, занимающую центральное положение в этой структуре, К. И. Сатпаев выделил под названием Майтюбинского антиклинория. Восточнее расположен установленный также К. И. Сатпаевым Карсакпайский синклинорий. Эти две складчатые структуры сложены докембрийскими образованиями. К западу от Майтюбинского антиклинория расположен нижнепалеозойский синклинорий, который Н. А. Штрейс назвал Байконурским.

Для решения поставленных вопросов наиболее подробно будет описан Майтюбинский антиклинорий. Строение прилежащих синклинориев будет охарактеризовано кратко, лишь постольку, поскольку это важно для выяснения истории развития Майтюбинского антиклинория, с использованием материалов М. С. Маркова — по Карсакпайскому синклинорию (1962) и А. Л. Книппера — по Байконурскому синклинорию (1962). Описание строения рифейских и нижнепалеозойских отложений

¹ Названия структур предложены Ю. А. Зайцевым (1957).



Фиг. 45. Положение Майтубинского антиклинория в структуре Южно-Улутавского поднятия

1 — мезо-кайнозойские синеклизы: Ту — Тургайская; Ч — Чуйская; 2 — среднепалеозойские впадины и мульды: Д — Джезказганская впадина, Та — Тамдашинский прогиб, Ш — Шагырлынский прогиб; 3 — Байконурский (Б) нижнепалеозойский синклинорий; 4 — Карсакпайский (К) аерхнепротерозойский синклинорий; 5 — Майтубинский (М) антиклинорий; 6 — Улутавский купол (У) и Аргана-тинское поднятие (А); 7 — диориты, гранодиориты; 8 — граниты; 9 — сиениты; 10 — интрузивные контакты; 11 — тектонические контакты; 12 — границы крупных структур

в пределах западной части Майтубинского антиклинория и названия структур также даны по материалам А. Л. Книппера.

Одновременно с описанием морфологии крупных структур Майтубинского антиклинория рассмотрено пространственное расположение гранитоидов, которые органически связаны с тектоническими формами.

Майтубинский антиклинорий сложен самым древним комплексом пород — отложениями боровской серии. Здесь развиты также гранито-гнейсы, граниты, сиениты и диориты.

Антиклинорий вытянут в меридиональном направлении. С севера на юг он прослежен от гор Усгырлытау до р. Белеуты на 150 км. Максимальная ширина его на широте гор Алтауй — Кызымчек достигает 40 км. К северу и к югу антиклинорий сужается.

Границы антиклинория в значительной мере проводятся условно, несмотря на существенные различия в морфологии структур антиклинория и смежных с ним синклинорий.

риев. Условность проведения структурных границ объясняется тем, что в зонах сочленения этих крупных тектонических форм различия в морфологии сглаживаются благодаря развитию переходных форм. Так, в простирании структур первого порядка в пределах антиклинория преобладают северо-северо-западные направления, тогда как общее простирание крыла Карсакпайского синклинория меридиональное. При этом крыло синклинория осложнено поперечными синклинальными перегибами в тех участках, где в структуре антиклинория расположены синклинали. В этих участках менее резко изменяются углы падения пород в крыле структуры. Отсутствие резко выраженных повсеместных перерывов, как это будет рассмотрено ниже, свидетельствует о постепенной перестройке структуры. По существу, структурные ограничения

антиклинория формировались в течение тумурзинского и сарысайского времени. Лишь более молодые отложения верхнего протерозоя слагают отчетливо выраженный борт Карсакпайского геосинклинального прогиба.

В целом западное и восточное ограничения антиклинория отмечены флексуобразными перегибами, осложненными на отдельных участках разломами. Граница антиклинория с Карсакпайским синклинорием проведена по смене более пологих углов падения ($25-40^\circ$) в пределах антиклинория более крутыми углами ($50-70^\circ$) в крыле синклинория. Меридиональное в целом простирание этой границы на севере отклоняется к северо-северо-западу, а на юге — к юго-юго-западу, образуя в плане пологую дугу. Такую же дугообразную форму в плане имеет западная граница антиклинория, но выгнута она в противоположную сторону. Эта граница с Байконурским синклинорием проходит по флексу в нижнепалеозойских отложениях. Она прослежена А. Л. Книппером (1962) от гор Жалтау на севере до сая Бозинген и далее к юго-юго-востоку. В средней части флексура осложнена Жалтауским разломом.

В южном направлении антиклинорий постепенно сужается. Он прослежен до долины р. Белеуты, где слагающие его нижнепротерозойские образования перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями, образующими борт Чуйской синеклизы. На севере часть синклинория срезана широтным Котрским разломом и перекрыта девонскими отложениями Шагырлинской грабенсинклинали. Западная часть антиклинория прослежена вплоть до гор Усгырлытау, а далее она скрыта под нижнепалеозойскими породами, слагающими наложенные структуры. Более подробно о границах антиклинория будет сказано при описании его внутреннего строения.

Антиклинорий построен асимметрично. В западной его части широко развиты наложенные разновозрастные структуры, и крыло антиклинория известно лишь на небольшом интервале. Восточное крыло выражено отчетливо. Оно осложнено рядом складчатых и разрывных нарушений в зоне сопряжения с Карсакпайским синклинорием. Центральная часть антиклинория состоит из антиклиналей и синклиналей первого порядка. В свою очередь, в этих структурах развиты более мелкие складки и разрывы.

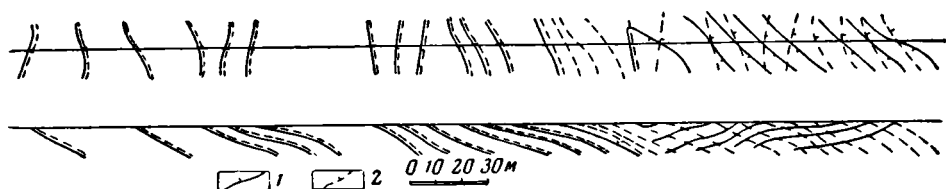
Некоторые методические вопросы

Прежде чем приступить к систематическому описанию структуры Майтубинского антиклинория, следует остановиться на двух вопросах, имеющих значение для выяснения тектоники изученного района: 1) каковы соотношения слоистости со сланцеватостью и 2) гнейсовидности гранитизированных пород с первичной слоистостью.

Как известно, сланцеватость представляет собой ориентированное расположение каких-либо минералов в породе, претерпевшей метаморфические преобразования. В метаморфических породах, слагающих Майтубинский антиклинорий, сланцеватость выражена отчетливо. В разрезах тумурзинской свиты, отличающихся частым чередованием различных по литологии прослоев, достаточно ясно наблюдается совпадение сланцеватости с первичной слоистостью. Плоско-параллельные текстуры в сланцах ориентированы параллельно плоскостям напластования кварцитов. В порфироидах дюсембайской свиты ориентировка флюидальности совпадает с элементами залегания прослоев кварцитов и кварцитовых сланцев.

Породы обычно рассланцованы по плоскостям сланцеватости, лишь в отдельных случаях удалось наблюдать несовпадение плоскостей

рассланцевания со слоистостью. Эта система тонких трещин не сопровождается ориентировкой минералов и, по-видимому, является кливажем скольжения, который представляет собой сближенную тонкую трещиноватость сколового типа («Методика геологического картирования», 1957). Такая трещиноватость наблюдалась в сланцах тумурзинской свиты к северу от плотины на саяе Тумурза. Здесь хлорито-мусковитокварцевые сланцы слагают синклинальную складку, шарнир которой погружается к югу. В западном ее крыле рассланцевание совпадает с тонкой слоистостью (фиг. 46). Углы падения обеих плоскостей варьируют от 10 до 30°, с восточными направлениями падений. В восточном крыле наблюдаются юго-западные направления падения плоскостей сланцеватости с углами 15—25°. Трещиноватость же не отличается по направлению и углам падения от развитой в западном крыле. Таким образом, направление тонкой трещиноватости, совпадающей со слоистостью в западном крыле складки, далее к востоку не изменяется.



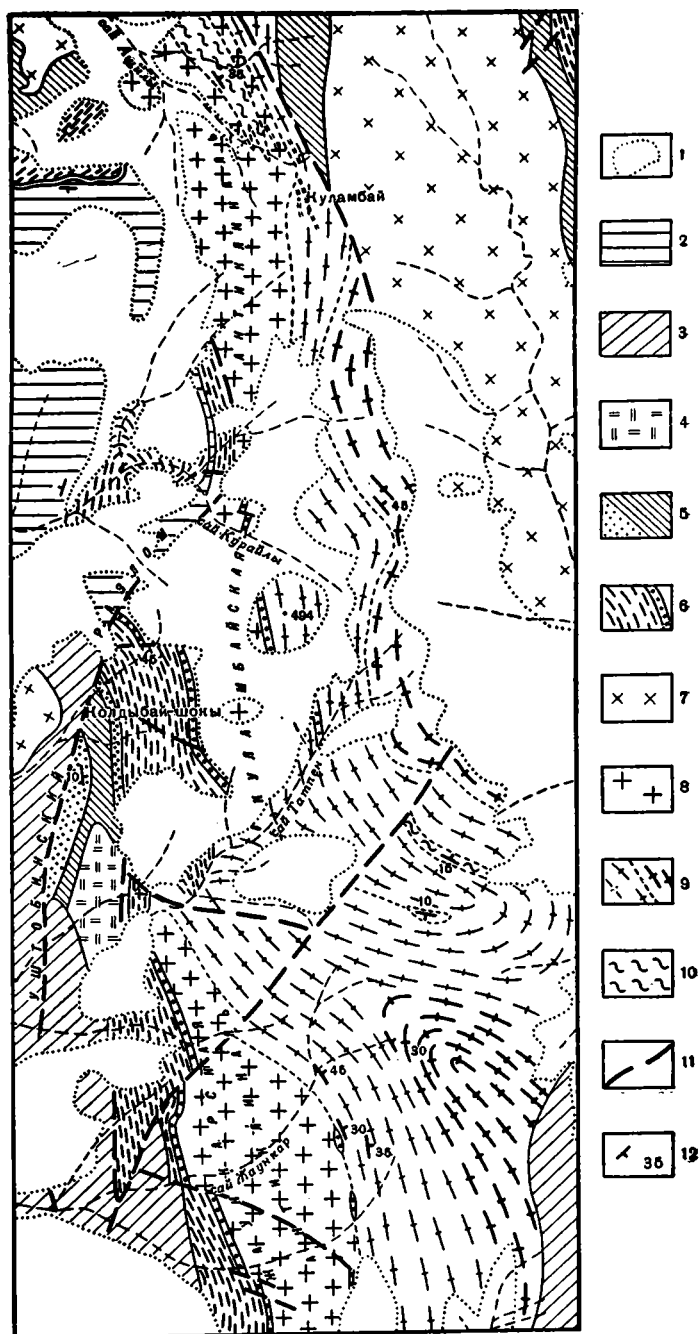
Фиг. 46. Соотношения слоистости (1) и кливажа сланцеватости (2) в породах тумурзинской свиты. К северу от пруда на саяе Тумурза

Она не параллельна оси складки и, по-видимому, является более поздней, наложенной по отношению ко времени образования складки. Меридиональное направление этого кливажа скольжения параллельно общему простираию Карсакпайского синклинория и, возможно, связано с временем его формирования. Этот поздний кливаж, вероятно, возникает на участках несоответствия простираий частных структур антиклинория и крыла синклинория.

Совпадение сланцеватости со слоистостью, неоднократно наблюдавшееся в обнажениях, позволяет использовать ориентировку полосчатых текстур для выяснения деталей строения изучавшегося района.

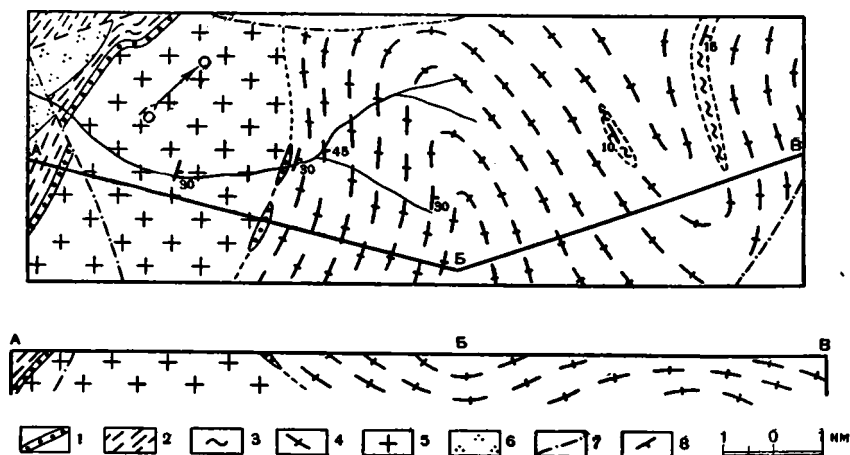
Широкое развитие еще более измененных гранитизированных пород приводит к необходимости выяснения соотношения гнейсовидности и первичной слоистости. Выше, при рассмотрении петрографии гранитизированных пород, было установлено, что в результате перекристаллизации гнейсовые полосчатые текстуры становятся менее ясно выраженными, но их ориентировка при этом не изменяется. Здесь будут рассмотрены геологические соотношения между положением гнейсовидности гранито-гнейсов и гнейсов и реликтовых горизонтов кварцитов, порфиroidов и других пород. Эти соотношения были выявлены путем детального картирования участка, на котором широко развиты гранито-гнейсы, в верховьях саяев Ащилы, Курайлы, Жаункар и Карасире (фиг. 47). При этом была сделана попытка «реставрировать» тектоническое строение этого участка, в центральной части которого обнажены граниты, восточнее широко развиты гранито-гнейсы и лишь к западу от гранитов залегают порфиroidы джусембайской свиты. По направлению с севера на юг сделаны следующие наблюдения.

В верховьях сая Ащилы среди гранитов Куламбайского массива встречена пачка лейкократовых гнейсов с реликтами порфиroidовой структуры. Прослеженная протяженность пачки — 4 км. В ней установлены северо-восточные направления падения плоскостей гнейсовидности, с



Фиг. 47. Строение участка с широким развитием гранито-гнейсов

1 — рыхлые отложения; 2 — нижний кембрий; 3 — верхний протерозой нерасчлененный; 4 — сарысайская свита, Pt_2 ; 5 — тумурзинская свита, Pt_1 ; 6 — дюсембайская свита, Pt_1 ; 7 — диориты; 8 — граниты; 9 — гранито-гнейсы, образовавшиеся по породам дюсембайской и тумурзинской свит; 10 — гнейсы; 11 — разрывные нарушения; 12 — элементы залегания



Фиг. 48. Строение Жаункарской антиклинали.

1 — горизонт кварцитов; 2 — порфиroidы джусембайской свиты; 3 — гнейсы; 4 — гранито-гнейсы; 5 — граниты; 6 — процессы карсакпайской свиты; 7 — разрывные нарушения; 8 — элементы залегания пород

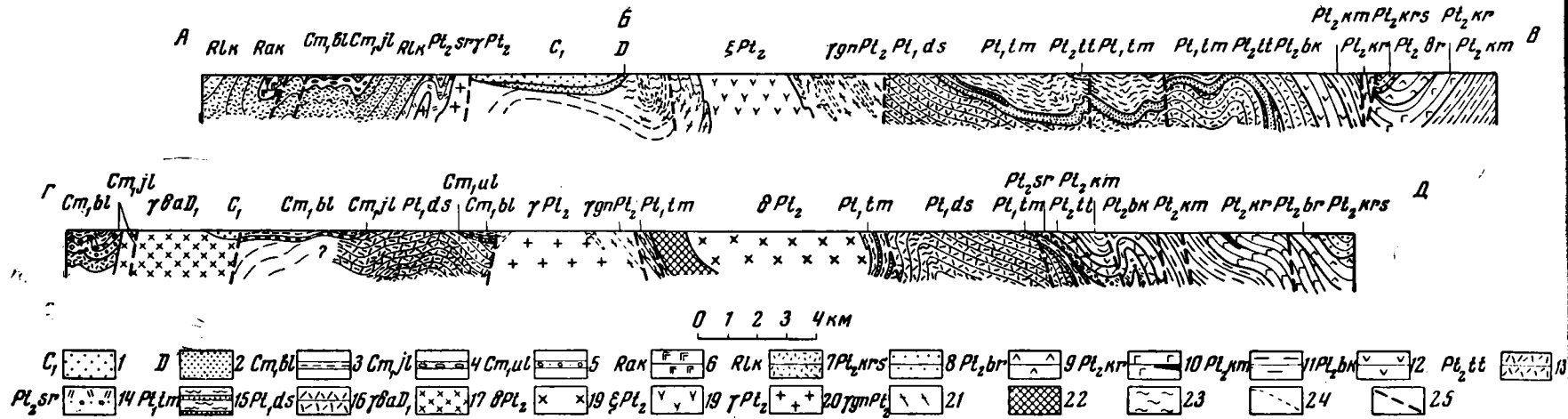
углами падения 35—40°. Восточнее пачки гнейсов, в гранито-гнейсах, так же ориентированы цветные минералы.

Южнее, на участке между верховьями саяв Ащилы и Курайлы, простираение гнейсовидности становится меридиональным. Далее к югу, в верховьях сая Курайлы, в гранито-гнейсах снова встречено северо-восточное направление падения плоскостей гнейсовидности, с углом 45°. Таким образом, на описанном участке к востоку от гранитов установлено моноклинальное северо-восточное и восточное направление падения плоскостей гнейсовидности в лейкократовых гнейсах и в гранито-гнейсах.

Южнее сая Курайлы обнаженность плохая. Однако к востоку от гранитного массива, на пологой сопке с отметкой 494, встречен горизонт зернистых кварцитов джусембайской свиты с меридиональным простираением. Восточнее сопки в гранито-гнейсах наблюдается падение плоскостей гнейсовидности к востоку, так же как и в верховьях сая Ащилы.

К западу от Куламбайского массива гранитов на широте сопки Колдыбайшоки в породах прослеживаются обратные направления падения. На контакте с гранитами прослежен горизонт зернистых кварцитов с юго-западным направлением падения. Непосредственно к западу от него в хорошо обнаженном разрезе замерены юго-западные направления падения в порфиroidах с углами 40—45°. Таким образом, горизонты зернистых кварцитов к западу и востоку от массива гранитов участвуют в строении крыльев антиклинали, в ядре которой залегают граниты. Эта антиклиналь названа Куламбайской.

Вдоль сая Жаункар с юго-запада на северо-восток вкрест простираения структуры выявлена следующая антиклиналь (фиг. 48). К западу от Жаункарского массива гранитов горизонт зернистых кварцитов залегает со средними углами падения к западу. В этом же направлении в лежащих выше порфиroidах углы падения увеличиваются. Порфиroidы слагают западное крыло Жаункарской антиклинали. К востоку от гранитов прослежены линзы кварцитов с северо-западным простираением и падением к северо-востоку с углами 30°. По-видимому, они представляют реликты горизонта кварцитов, аналогичного залегающему к западу от гранитов. К северо-востоку от кварцитов развиты



Фиг. 50. Геологические профили по линиям А—Б—В и Г—Д

1 — нижний карбон; 2 — средний — верхний девон; кембрий; 3 — булантинская свита; 4 — жалтауская свита; 5 — улутауская свита; 6 — акшокинская свита; 7 — лакбайская свита; верхний протерозой; 8 — карсакпайская свита; 9 — бурмашинская свита; 10 — кергетасская свита; 11 — кумолинская свита; 12 — белкудукская свита; 13 — татпенская свита; 14 — сарысайская свита; нижний протерозой; 15 — тумурзинская свита; 16 — дюсембайская свита; гранитоиды; 17 — донижнедевонские гранодиориты; 18 — верхнепротерозойские диориты; 19 — сиениты; 20 — граниты; 21 — гранито-гнейсы; 22 — диоритовидные породы; 23 — гнейсы; 24 — условные границы; 25 — разрывные нарушения

мелкозернистые гранито-гнейсы, в которых замерено простираание гнейсовидности 320° , падение к северо-востоку, $\angle 45^\circ$. В верховьях сая Жаункар в крупнозернистых гранито-гнейсах с заметным количеством цветных минералов азимут простираания гнейсовидности 320° , падение к востоку, $\angle 30^\circ$. Далее к востоку на большом протяжении (около 3 км) массив плохо обнажен, лишь по россыпи крупнозернистой дресвы можно полагать, что его слагают гранито-гнейсы. На водоразделе снова встречены коренные выходы этих пород. В пачке мелкозернистых лейкократовых гнейсов удалось замерить простираание гнейсовидности 280° , падение к югу очень пологое (см. фиг. 48). В двух километрах к северу в пачке таких же по внешнему облику гнейсов замерено простираание 330° , с северо-восточным направлением падения и углами $10-15^\circ$. Эти пачки гнейсов намечают периклинальное замыкание описанной выше Куламбайской антиклинали. Судя по наблюдениям в верховьях сая Жаункар и по отдельным разобобщенным замерам элементов залегания плоскостей гнейсовидности вне этого сечения, в породах развиты пологие и средние углы падения.

Таким образом, в гранито-гнейсах ориентировка гнейсовидности совпадает с положением горизонтов кварцитов и порфириидов. Простираание гнейсовидности изменяется согласно изменению условий залегания стратифицированных пород. Такие соотношения, очевидно, служат убедительным доказательством развития гнейсовидности по первичной слоистости. Даже в значительно более измененных породах наблюдаются подобные соотношения. Н. В. Фролова (1955) в результате многолетних исследований архейских образований Восточной Сибири пришла к выводу о том, что гнейсовидность архейских метаморфических пород совпадает с первичной слоистостью и плоскости гнейсовидности могут быть использованы как элементы залегания при выяснении геологического строения района.

Случаи несовпадения этих элементов, по-видимому, встречаются в локальных зонах и не присущи широким площадям.

Строение Майтубинского антиклинория

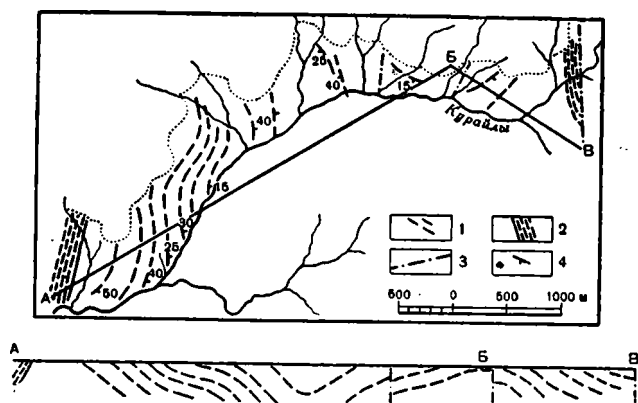
В пределах Майтубинского антиклинория по направлению с запада на восток расположены структуры первого порядка (фиг. 49, 50) — Басалтуайтская антиклиналь и находящаяся к северу от нее Алтуайтская и к югу — Уштобинская синклинали.

Далее к востоку от них кулисообразно сменяют одна другую Куламбайская, Жаункарская и Бозингенская антиклинали. К северу от Куламбайской расположена Актасская антиклиналь. Восточнее Куламбайской антиклинали протяженная Центральная синклиналь отделяет первую от Северо- и Южно-Дюсембайских антиклиналей. Продолжением Северо-Дюсембайской антиклинали является Бастюбинская антиклиналь. Тамдашинская и Куамбайская синклинали отделяют Бастюбинскую антиклиналь от Кантюбинской. Все эти структуры расположены таким образом, что Актасская, Куламбайская, Жаункарская и Бозингенская антиклинали образуют зону, вытянутую в северо-северо-западном направлении. Другую такую зону антиклиналей слагают Бастюбинская, Северо- и Южно-Дюсембайские антиклинали.

Структуры первого порядка в пределах антиклинория имеют в плане удлиненно-овальные формы. Соотношения короткой и длинной осей в них варьируют от 1 : 5 до 3 : 5. Структуры разновелики, наиболее крупные из них достигают 35 км по простираанию, а более мелкие — менее 10 км. Направление осей синклиналей и антиклиналей колеблется от северо-западных до меридиональных. Антиклинали и синклинали, как

правило, асимметричны. У первых более крутые западные крылья и более пологие восточные.

Рассмотрим морфологию структур первого порядка в пределах Майтубинского антиклинория. В западной его части, между саями Ачилы и Курайлы расположена Басалтуайтская антиклиналь (См. фиг. 49). В современном эрозионном срезе известна лишь часть этой антиклинали, так как слагающие ее породы в значительной мере перекрыты кембрийскими образованиями. Судя по плоской форме



Фиг. 51. Строение южной части Басалтуайтской антиклинали.

1 — простирации в порфироидах; 2 — простирации в породах кембрия; 3 — разрывные нарушения; 4 — элементы залегания.
А — Б — В — геологический профиль

кембрийской мульды, скрытая под ней Басалтуайтская антиклиналь в поперечнике достигает 6—8 км. Протяженность антиклинали с северо-запада на юго-восток, по-видимому, не менее 15 км. Северо-восточное крыло ее сложено порфироидами дюсембайской свиты. В 9 км к северо-западу от горы Басалтуайт углы падения в крыле 35—40°. В том же направлении в 2 км от этой горы крыло осложнено антиклинальным перегибом, шарнир которого погружается к северу, в сторону Алтуайтской синклинали.

Юго-восточная часть Басалтуайтской антиклинали прослеживается по сая Курайлы (фиг. 51). Здесь в порфироидах дюсембайской свиты развиты складки, оси которых погружаются к югу, в сторону Уштобинской синклинали. В самых западных выходах в порфироидах наблюдаются падения в юго-восточном направлении, под углом 50°. Восточное направление падения выдержано на расстоянии 5 км. Углы падения варьируют от 15 до 40°. Далее к востоку направления падений меняются на обратные; углы падения 25—40°. Таким образом, на этом участке в порфироидах выявлена довольно простая синклинальная складка. Восточнее ее сменяет антиклинальная складка с пологими крыльями, нарушенными мелкими сколами. Восточнее эта структура срезана Уштобинским разломом.

Уштобинский разлом представляет собой протяженное разрывное нарушение. Он прослежен от верховьев сая Курайлы на юг, близ гор Уштобе и далее до сая Карасире. Его простираение в плане меняется от юго-восточного на юго-западное и, в районе гор Уштобе, на меридиональное. Плоскость разрыва нигде не обнажена. Однако сам разлом хорошо виден на аэрофотоснимках. По нему приведены в контакт существенно разновозрастные отложения.

К северу от Басалтуайтской антиклинали расположена Алтуайтская синклиналь. Доступны наблюдению лишь ее юго-западное

и юго-восточное крылья, сложенные породами бастюбинской фации тумурзинской свиты. Углы падения в юго-западном крыле $35-40^\circ$, в юго-восточном до 60° . Шарнир синклинали погружается к северо-западу. В осевой части ее залегает небольшой массив гранодиоритов. Остальная часть структуры скрыта под кембрийскими и каменноугольными породами, участвующими в строении наложенных мульд.

К юго-востоку от Басалтуайтской антиклинали находится Уштобинская синклинали, шарнир которой погружается к югу. Это более узкая, протяженная синклинали по сравнению с Алтуайтской. Она прослежена не менее чем на 35 км. Ее северное центриклинальное замыкание, сложенное зеленоватыми сланцами тумурзинской свиты, находится в районе сопок Колдыбай-шоки. Базальные горизонты кварцитов и кварцитовых сланцев этой свиты слагают здесь крылья синклинали. В восточном крыле углы падения 60° , в западном — еще более крутые. Оба крыла синклинали прослежены не более чем на 7 км в районе сопок Колдыбай-шоки. Южнее известно лишь одно крыло, тогда как второе срезано Уштобинским разломом. По нему приведены в контакт породы карсакпайской и белкудукской свит. Карсакпайские кварциты и кварцитовые сланцы в зоне разлома стоят на головах. С погружением осевой части синклинали сланцы тумурзинской свиты согласно сменяются липаритовыми порфирами сарысайской свиты и, далее, кварцитами и кварцитовыми сланцами карсакпайской свиты. Последние залегают несогласно на подстилающих породах, но наследуют осевую часть синклинали. Залегая трансгрессивно, отложения карсакпайской свиты южнее гор Уштобе перекрывают образования сарысайской и тумурзинской свит.

В сланцах тумурзинской свиты, хорошо обнаженных на сопках Колдыбай-шоки на участке центриклинального замыкания, развиты мелкие складки. Пачка массивных железистых кварцитовых сланцев по простиранию коленчато изгибается. Эти изгибы, с амплитудой в несколько десятков метров, осложнены мелкими, более интенсивными складками. Морфология их очень прихотлива, замки острые, килевидные. Складки часто изоклинали. В особенно сложные складки смяты тонкие серо-зеленые сланцы. В базальных горизонтах кварцитов такие мелкие складки не встречены, известны лишь пологие волнообразные изгибы простирания.

Куламба́йская антиклина́ль находится к востоку от Алтуайтской и Уштобинской синклиналей. В ядре антиклинали расположен гранитный массив. Ее восточное крыло и периклиналиное замыкание выявлены благодаря замерам ориентировки плоскостей гнейсовидности в гранито-гнейсах и гнейсах. В верховьях сая Курайлы углы падения в восточном крыле достигают $35-45^\circ$, на периклинали они не превышают 15° . Западное крыло антиклинали известно лишь на водоразделе саев Татпен—Сатан, где оно сложено порфироидами дюсембайской свиты с углами падения $40-45^\circ$ к восток-юго-востоку. Более северная часть крыла опущена по Уштобинскому разлому и перекрыта кембрийскими отложениями Курайлинской мульды. Северная часть Куламба́йской антиклина́ли скрыта под среднепалеозойскими отложениями Сарысайской мульды.

Судя по появлению ксенолитов гнейсов среди гранитов и мелкозернистых разностей гранитов близ южного крыла мульды, здесь намечается погружение Куламба́йской антиклина́ли к северу. Известная протяженность антиклина́ли около 30 км, а максимальная ширина ее 10 км. Меридиональное простирание оси антиклина́ли сменяется юго-восточным в области периклиналиного замыкания.

Жау́нка́рская антиклина́ль отделена от Куламба́йской неглубоким синклиналиным перегибом, погружающимся к юго-востоку.

Его центриклинальное замыкание образовано порфирами дюсембайской свиты. Углы падения в них не превышают $10-15^\circ$ (см. фиг. 48). Ядро Жаункарской антиклинали, так же как и более северной структуры, выполнено гранитами, в восточном крыле развиты гранито-гнейсы, в западном — порфириды дюсембайской свиты. Она имеет в плане овальную форму. Соотношения короткой и длинной осей $7:20$ км. Это асимметричная структура. В ее западном крыле углы падения 45° , в восточном — 30° .

Следующая к югу Бозингенская антиклиналь, собственно известная северная часть ее, также в ядре сложена гранитами. О ее строении известно очень мало. Диагональный разлом срезает эту структуру в южном, опущенном крыле. Продолжение антиклинали намечается лишь по отдельным выходам пород дюсембайской свиты, в которых не заметно признаков гранитизации.

В Куламбайской, Жаункарской и Бозингенской антиклиналях широко развиты граниты и гранито-гнейсы. Массивы гранитов залегают конкордантно в ядрах антиклиналей. Восточные крылья антиклиналей сложены гранито-гнейсами. Между гранито-гнейсами и гранитами наблюдаются постепенные переходы. В западных, более крутых крыльях развиты не подвергшиеся гранитизации порфириды. Горизонт кварцитов отчетливо обрисовывает форму западных крыльев, а в восточных сохранился лишь участками.

К северу от Куламбайской антиклинали, по-видимому, кулисообразно по отношению к ней, расположена Актасская антиклиналь. Ее ядро сложено гранитами, в кровле которых на отдельных участках сохранились породы бастюбинской фации тумурзинской свиты. К юго-западу от сопки Актас в них установлены западные падения с углами $55-60^\circ$. Западное крыло антиклинали сложено породами сарысайской свиты. Оно круто падает к западу. В этом крыле в породах сарысайской свиты простираются варьировавшие от северо-северо-западных до северо-северо-восточных.

Северное периклинальное замыкание намечается простирающимися породами сарысайской свиты в районе гор Усгырлытау. Западное крыло этой структуры срезано Актасским разломом. Плоскость разлома местами вскрыта горными работами. Она представляет собой зону дробления, лимонитизации и локального окварцевания. Актасский разлом контролирует размещение среднепалеозойских отложений, перекрывающих западную часть Актасской антиклинали.

Центральная синклиналь расположена к востоку от Куламбайской антиклинали. Она протягивается в юго-юго-восточном направлении от гор Майтюбе до сая Сары-Булак, образуя в плане вытянутый овал. Соотношение ее короткой и длинной осей $8:40$ км. Ядро синклинали выполнено диоритами, крылья сложены породами тумурзинской свиты.

В западном крыле синклинали, от сопки Кюйгенжол на севере до верховьев сая Сары-Булак на юге, в породах тумурзинской свиты и в гранито-гнейсах наблюдались восточные, восток-северо-восточные направления падения сланцеватости и гнейсовидности. В северной части этого интервала углы падения крутые, до $65-75^\circ$, в южной — более пологие, $10-20^\circ$, реже до 45° . Последние были отмечены выше, при описании Куламбайской антиклинали.

Восточное крыло прослежено от гор Майтюбе до сая Сары-Булак по горизонтам кварцитов и сопровождающим их амфиболитам. Оно имеет юго-юго-восточное простираение. Особенностью его являются запрокинутые к западу падения на интервале от Майтюбе до первого широтного изгиба р. Дюсембай. К югу, на сая Итас, направление падения становится нормальным, углы падения 45° . Еще южнее, у широтных изги-

бов р. Дюсембай, горизонт кварцитов залегает снова с крутым, местами с запрокинутым падением. Изменения направления падения в породах тумурзинской свиты в крыле синклинали хорошо видны в широтном сечении в обрывах р. Дюсембай, восточнее впадения сая Елемес. К востоку от обнажений диоритов в кварцево-биотитовых гнейсах падение крутое, восточное. Далее первый горизонт графитистых кварцитов имеет вертикальное падение, а восточнее в круто падающих пачках амфиболитов появляются западные направления падения. В кварцево-биотитовых сланцах в левом борту р. Дюсембай падение отчетливое западное ($\angle 65^\circ$). Еще восточнее в пачке известняков угол падения становится значительно более пологим ($\angle 45^\circ$). К югу от сая Итас выдержанное простирание крыла синклинали осложнено мелким поперечным перегибом. Азимут падения северо-восточного крыла в этом перегибе $205^\circ \angle 80^\circ$, а юго-западного крыла — $20^\circ \angle 45^\circ$.

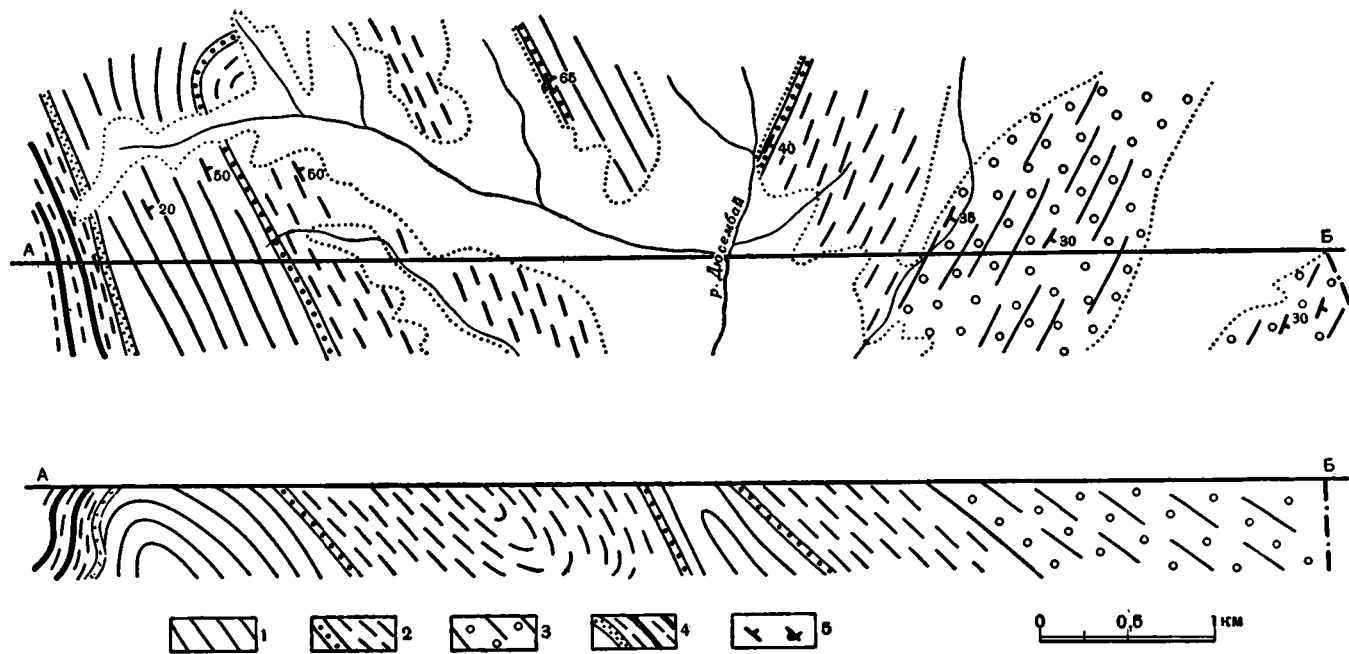
Центральная синклинали асимметрична не только по углам наклона крыльев, но и по составу пород тумурзинской свиты. Восточное крыло сложено параамфиболитами с горизонтом кварцитов в основании, западное — существенно породами бастюбинской фации. Смена фаций происходит в районе северного центриклинального замыкания.

На северном, центриклинальном замыкании Центральной антиклинали в параамфиболитах установлены синклинали и антиклинальная складки. В их ядрах расположены диориты. Южная часть Центральной синклинали плохо обнажена и намечается лишь по ориентировке гнейсовидности в гранито-гнейсах. Юго-западная часть синклинали осложнена Куламба́йским разломом. Его северо-северо-западное простирание под острым углом срезает западное крыло синклинали. По этому разлому приведены в контакт породы бастюбинской фации и меланократовые диориты с гранито-гнейсами. Сама плоскость разрыва не обнажена.

Северо-Дюсембайская антиклиналь расположена к востоку от Центральной синклинали, в верховьях р. Дюсембай. Ее западное крыло смыкается с Центральной синклиналью и было описано выше. Оно на значительном интервале запрокинуто. Восточное крыло падает полого, углы падения не превышают $30\text{--}35^\circ$. Следовательно, антиклиналь асимметрична. На периклинальном замыкании в порфироидах углы падения достигают $40\text{--}45^\circ$. На севере антиклиналь срезана Кюгенжольским разломом. Ее возможным продолжением является Бастюбинская антиклиналь. Кюгенжольский разлом выявлен в результате заметного несоответствия простираний в породах к северу и к югу от этой линии. Вдоль разлома протягивается несколько мощных кварцевых жил с участками окварцованных брекчий. К северу от разлома широко развиты рыхлые отложения.

Общее простирание оси антиклинали меридиональное. Ее размеры — 8 км в наиболее широкой части и 25 км по длинной оси. Общая форма в плане, подчеркнутая залеганием базальных горизонтов тумурзинской свиты, очень простая.

Внутреннее строение антиклинали в породах дюсембайской свиты более сложно (фиг. 52). Здесь установлен ряд складок. В западной части структуры протяженная узкая антиклинальная складка сопровождается узкой синклинальной складкой. Далее к востоку выявлена еще одна антиклинальная складка. Периклинальное замыкание первой складки по горизонтам массивноплитчатых порфиroidов можно видеть в 3 км к северу от широтной излучины р. Дюсембай. Углы падения на периклинали достигают 45° . Антиклинальная складка с северо-западным простиранием протягивается до верховьев р. Дюсембай, не обнаруживая тенденции к замыканию. В ее западном крыле падения крутые, опрокинутые, северо-восточные. Восточное крыло, отличающе-



Фиг. 52. Строение Северо-Дюсембайской антиклинали

1, 2, 3 — пакки пород дюсембайской свиты: 1 — порфириды с мелкими бластопорфировыми выделениями; 2 — кварциты и кварцево-сланцевые; 3 — порфириды с крупными бластопорфировыми образованиями; 4 — породы тумурзинской свиты; элементы залегания пород

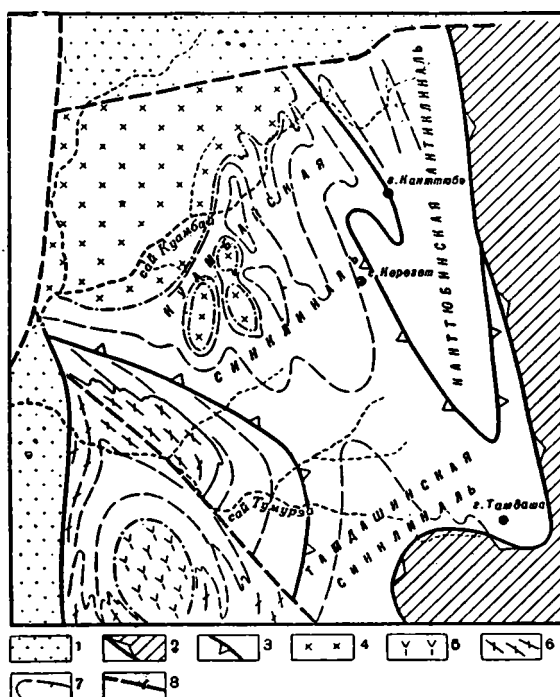
еся более пологими падениями (60°), является крылом смежной синклинальной складки. Эта синклинальная складка также погружается к юго-востоку. Особенно отчетливо форму синклинальной складки отображает маркирующий горизонт «фарфоровидных» белых порфиroidов. В западном крыле синклинальной складки в этом горизонте угол падения 50° к восток-северо-востоку, в восточном — угол падения 65° к северо-востоку. К востоку от тальвега р. Дюсембай в «фарфоровидных» порфиroidах отмечено более пологое, но также восточное и юго-восточное направление падения, угол 45° . Таким образом, к востоку от этой синклинальной складки выявлена асимметричная антиклинальная складка. Ее шарнир погружается к югу. К востоку от тальвега р. Дюсембай отчетливо выражено моноклинальное строение крыла. В четко-плитчатых порфиroidах развиты юго-восточные направления падения с углами $25\text{—}35^\circ$. Западная антиклинальная и синклинальная складки характеризуются крутыми падениями крыльев, восточная антиклинальная складка более полого. Все они имеют асимметричное строение, погружаются к югу, к юго-востоку. В осевых частях антиклинальных складок породы подкварцитовый части разреза несколько различны: в восточной антиклинальной складке развиты более яснозернистые кварциты и кварцитовые сланцы, в западной — кварцитовые сланцы и порфиroidы.

Южно-Дюсембайская антиклиналь расположена кулисообразно по отношению к Северо-Дюсембайской. В ней также по горизонтам кварцитов вырисовывается в пласте простая овальная форма. Западное крыло антиклинали падает очень круто. На северном периклинальном замыкании так же круто падают плоскости гнейсовидности в гранито-гнейсах. Восточное крыло более пологое. В сланцах тумурзинской свиты углы падения 50° . Соотношение ширины антиклинали к длине $4 : 10$ км.

О внутренней структуре антиклинали можно судить по ориентировке гнейсовидности в гнейсах и гранитизированных породах, в северной части антиклинали — по подковообразной форме залегания массивных лейкократовых гнейсов. В северных выходах замерено крутое северное падение плоскости гнейсовидности, указывающее на погружение шарнира к северу. В 2 км к юго-западу в породах дюсембайской свиты установлено периклинальное замыкание следующей антиклинальной складки. Западное крыло этой складки имеет крутые падения, вплоть до обратных, на восточном крыле падение пологое. Она погружается к северо-западу, в сторону Центральной синклинали. Таким образом, для внутреннего строения Южно-Дюсембайской антиклинали характерны более пологие падения в восточных крыльях и крутые падения, вплоть до обратных, — в западных крыльях более мелких складок.

К северо-западу от Северо-Дюсембайской антиклинали, на водоразделе сай Тумурза — Сары-сай, расположена Бастюбинская антиклиналь. В ее ядре залегают сиениты, а крылья сложены различными гнейсами. В плане простираения гнейсов вырисовывают овальную подковообразную форму. В западном крыле Бастюбинской антиклинали падения крутые, $\angle 70\text{—}75^\circ$, в восточном они более пологие и не превышают 60° . Гнейсы, слагающие северное периклинальное замыкание, очень круто, под углом 75° , погружаются к северу. Южная и юго-западная части ее сложены гранито-гнейсами, в которых по ориентировке гнейсовидности периклинальное замыкание не выявлено. Бастюбинская антиклиналь, по-видимому, является продолжением Северо-Дюсембайской антиклинали, но относительно погружена и благодаря подвернутому западному крылу смещена в плане. Ось антиклинали ориентирована в север-северо-западном направлении. В строении антиклинали не наблюдается осложняющих ее складок.

Бастюбинская антиклиналь ограничена разломами. Кюгенжольский, почти широтный разлом отделяет ее от расположенных южнее Центральной синклинали и Северо-Дюсембайской антиклинали. Меридиональный Актасский разлом отграничивает Бастюбинскую антиклиналь от Актасской антиклинали, а Бастюбинский разлом нарушает крыло Бастюбинской антиклинали. Северо-восточнее этого разлома крыло



Фиг. 53. Схема строения Куамбайской и Тамдашинской синклиналей

1 — наложенные мушлы среднего палеозоя; 2 — западный борт Карсакпайского синклинория; 3 — структуры антиклинория; 4 — диориты; 5 — сенииты; 6 — гранито-гнейсы; 7 — изолинии, отражающие внутреннее строение структур первого порядка; 8 — разрывные нарушения

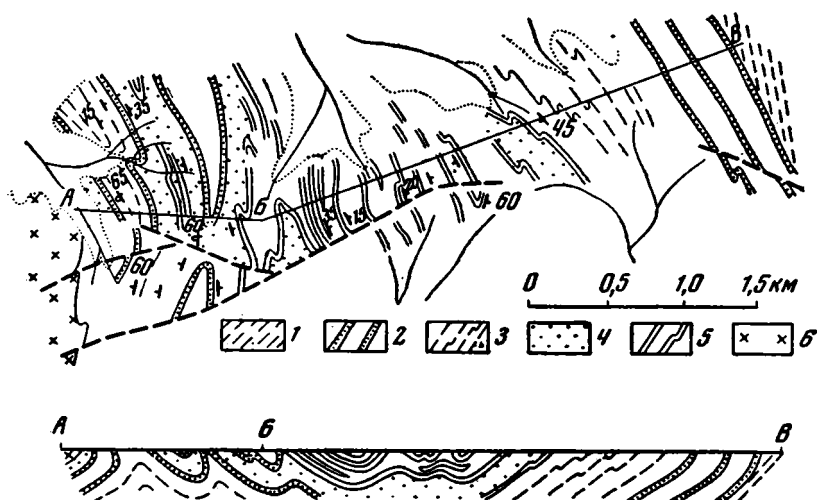
сложено порфироидами дюсембайской свиты, которые образуют простую моноклиаль с углами падения $20-25^\circ$. Изменение меридионального простираения на северо-западное сопровождается сохранением пологих, до 30° , углов падения.

Бастюбинский разлом отчетливо устанавливается близ сая Тумурза, где к северо-востоку от нарушения слабо измененные порфиroidы и горизонт белых зернистых кварцитов дюсембайской свиты прослеживаются с субмеридиональными простираениями, а к югу от разлома залегают гнейсы и гранито-гнейсы с северо-западными простираениями. В зоне разлома обнажены сильно катаклизированные гранито-гнейсы.

К северо-востоку от Бастюбинской антиклинали расположены Куамбайская и Тамдашинская синклинали (фиг. 53). Они кулисообразно сменяют одна другую, а погружения их шарниров направлены в обратные стороны. Куамбайская синклиналь погружается к северо-западу, Тамдашинская — к юго-востоку. Они обе асимметричны, но в первой более просто построено восточное крыло, а во второй — западное. Как в Куамбайской, так и в Тамдашинской синклиналях неизвестно второе

центриклинальное замыкание, но во внутреннем их строении и в разрезах наблюдаются существенные различия.

Куамбайская синклиналь очень резко асимметрична (фиг. 54). Благодаря внутренней антиклинальной складке в западной части синклинали ее ось смещена к востоку. Северо-восточное крыло представляет моноклинал с падениями к юго-западу. Простираение этой моноклинали осложнено лишь изгибом в районе сопки Кантюбе.



Фиг. 54. Строение северо-восточного крыла и осевой части Куамбайской синклинали на широте горы Керегет

1 — порфиры дюсембайской свиты; 2—5 породы тумурзинской свиты: 2 — горизонты кварцитов; 3 — кварцитовидные породы; 4 — кварцево-тремолитовые, кварцево-диопсидовые породы; 5 — горизонты лейкократовых кварцитов; 6 — диориты

В изгибе базальный горизонт кварцитов вырисовывает узкую центриклиналь. В более высоких горизонтах форма центриклинали становится все более широкой и совсем выполаживается в верхних частях разреза.

Юго-западное крыло по базальным горизонтам тумурзинской свиты выражено в виде простой моноклинали. В лежащих выше горизонтах на фоне моноклинали появляются три поперечных антиклинальных перегиба. Они разделены двумя замкнутыми синклинальными складками, ширина каждой из которых не более 1 км. Простираения осей антиклиналей сходятся в долине сая Куамбай, создавая антиклинальный выступ, протяженность которого около 10 км. Его ось ориентирована меридионально и, таким образом, направлена под углом около 60° к простираению юго-западного крыла Куамбайской синклинали. В слагающих этот антиклинальный выступ разрезах второй и третьей полосы пород тумурзинской свиты широко развиты кварцитовые породы, более крупнозернистые, чем в соответствующей части разреза восточного крыла Куамбайской синклинали. В ядрах двух синклиналей, осложняющих внутреннее строение антиклинального выступа, расположены мелкие массивы диоритов, сопровождающихся диоритовидными породами и диорито-гнейсами. Породы, вмещающие диориты, падают под массивы, полого у западных контактов и круто у восточных. Северо-западную часть синклинали занимает более крупный Актасский диоритовый массив.

Осевая часть Куамбайской синклинали (см. фиг. 54) осложнена несколькими складками. Их морфология различна. Одни из них более пологи и близки к брахиформным, другие приближаются к линейным.

В таких складках углы падения на крыльях часто неодинаковы. Очень существенны различия в характере складчатых деформаций в горизонтах с разным литологическим составом (фиг. 55). Более массивные



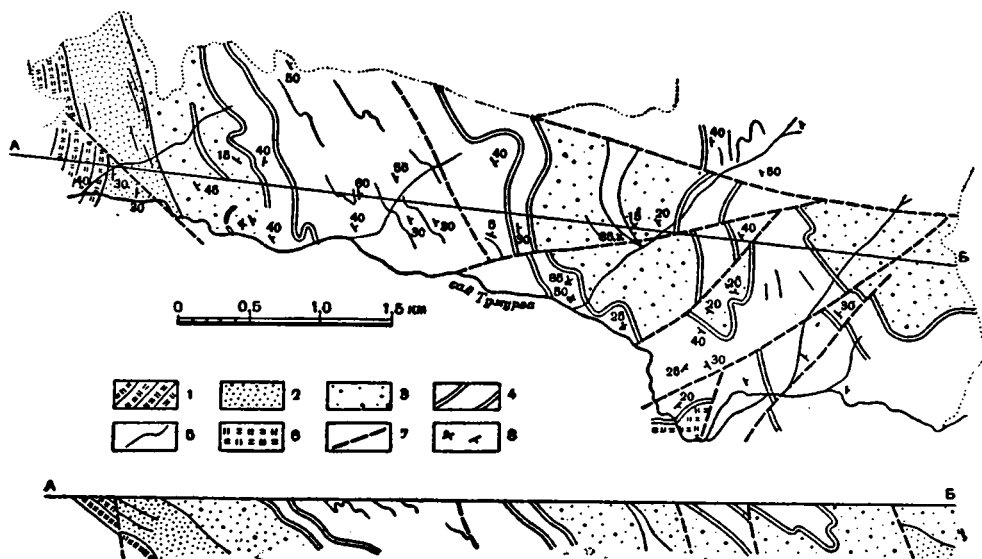
Фиг. 55. Морфология складок в горизонтах разного литологического состава. Куамбайская синклиналь, восточное крыло

1 — кварцитовые сланцы; 2 — кварцитовые и кварцево-тремолитовые породы;
3 — диориты

прослои зернистых кварцитов и кварцево-тремолитовых пород выдержаны по простиранию по сравнению с прослоями кварцитовых сланцев. В последних часты поперечные изгибы и осложняющие мелкие складки. Еще более интенсивны эти мелкие складки в тонко рассланцованных кварцево-сланцевых и кварцево-хлоритовых сланцах в Тамдашинской синклинали.

Тамдашинская синклиналь построена более просто, чем Куамбайская. Ее асимметричное строение выражено менее резко. Западное крыло в целом представляет собой моноклинал, восточное —

осложнено антиклинальными складками (фиг. 56), которые на фоне восточного крыла представляют собой поперечные перегибы. Ширина их не превышает 2 км. Ось Тамдашинской синклинали смещена к западу; шарнир синклинали погружается к юго-востоку, в сторону Карсакпайского синклинория. В этом же направлении «ныряют» антиклинальные складки, осложняющие восточное крыло синклинали. Базальные горизонты кварцитов тумурзинской свиты вырисовывают простую, открытую форму синклинали. В западном ее крыле наблюдаются выдержанные меридиональные простирации пород. Вплоть до оси синклинали, на протяжении 1,5 км, пачки пород падают в восточном направлении



Фиг. 56. Строение Тамдашинской синклинали

1 — порфиронды дюсембайской свиты; 2—5 — породы тумурзинской свиты: 2 — графитовые кварцитовые сланцы; 3 — слюдяно-кварцевые и конгломератовые сланцы; 4 — зернистые кварциты; 5 — зеленые сланцы; 6 — порфиронды татпенской свиты; 7 — разрывные нарушения; 8 — элементы залегания

с углами падения 30—45°, реже можно видеть более пологие (20°) и более крутые (75—80°) углы падения. В горизонтах кварцитов, прослеженных внутри свиты, заметны небольшие волнообразные изгибы простирации, причем в двух горизонтах, разделенных сланцами, они не параллельны. Чем тоньше горизонт кварцитов, тем более интенсивно он смят.

Еще более значительны изменения в простирации горизонтов сланцев. В них часты мелкие лежащие складки с почти параллельно падающими лежащими и висячими крыльями. Так как замки таких складок удается наблюдать очень редко вследствие недостаточной обнаженности, то в целом создается впечатление моноклинального падения пород с очень незначительными вариациями простираций. Размеры этих складок колеблются от нескольких сантиметров до десятков метров. При этом, чем детальнее удастся проследить горизонт, тем сложнее оказывается морфология складок. С другой стороны, чем более тонко-сланцеваты породы, тем интенсивнее в них мелкая складчатость. Такой характер складчатости по-видимому правильнее называть пloyчатостью.

Горизонты кварцитов, участвующие в строении антиклинальных складок в восточном крыле Тамдашинской синклинали, волнообразно

изгибаются по простиранию, создавая складки более мелкого порядка, подобные отмеченным в западном крыле синклинали.

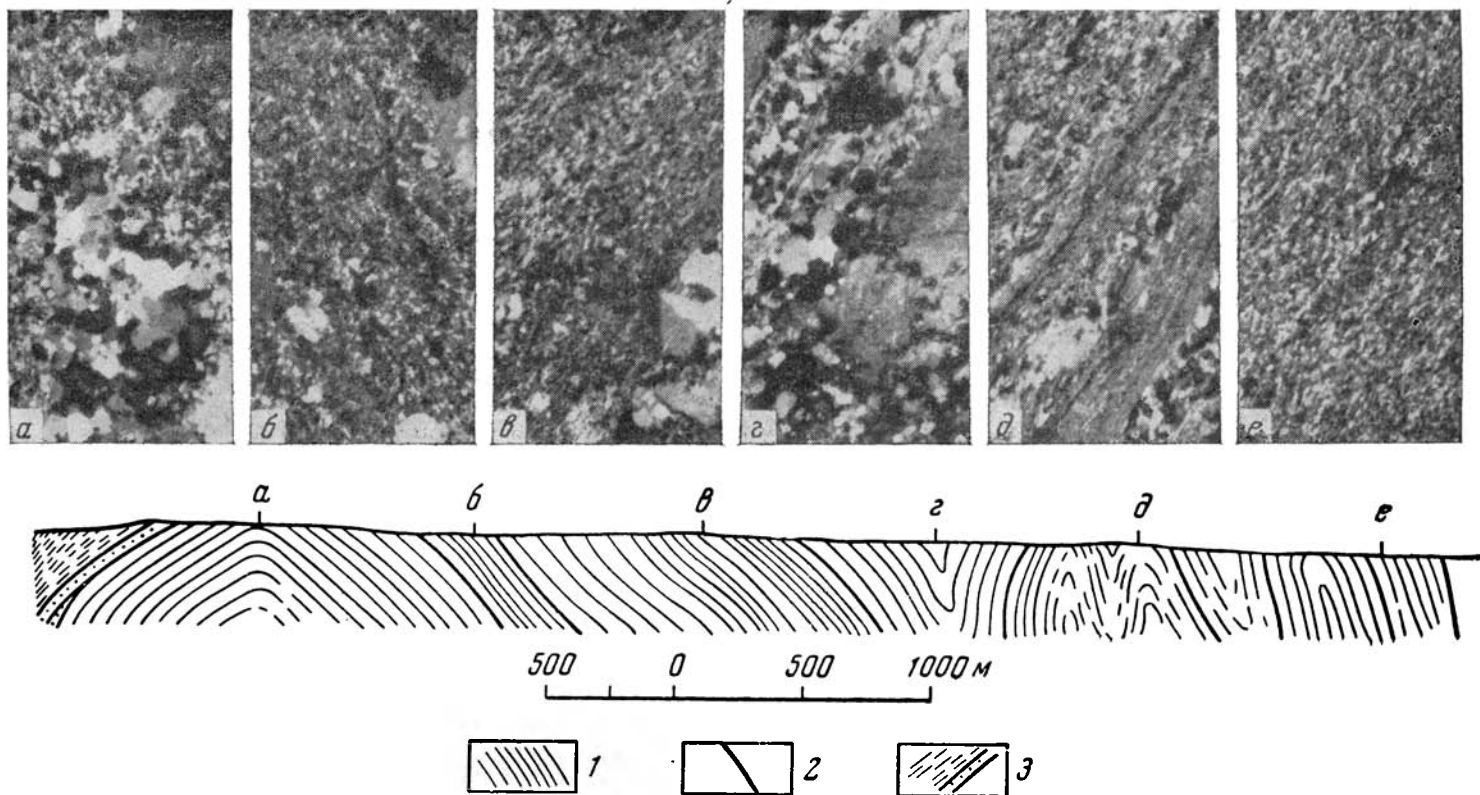
Таким образом, на примере Тамдашинской синклинали установлены осложняющие ее строение относительно крупные складки, охватывающие целые пакки пород, и более мелкие, присущие отдельным горизонтам. Мелкие складки создают тем более сложный рисунок, чем тоньше рассланцованы породы, в которых они прослеживаются. Более сложная морфология мелких складок по сравнению с крупными структурами отражена в более крутых углах падения и в более широких вариациях простираний. Замеренные элементы залегания горизонтов пород относятся к частным особенностям внутреннего строения структуры и дают лишь приблизительное представление о крупной тектонической форме. Оси мелких складок более точно отражают простирание крупных структур и направление их погружения.

В антиклинальных складках на крыле Тамдашинской синклинали распространены породы второй пакки тумурзинской свиты. Здесь в разрезе широко развиты кварциты, тогда как на западном крыле синклинали во второй пакке преобладают сланцы. Таким образом, улавливаются фациальные различия в разрезах западного и восточного крыльев Тамдашинской синклинали.

К северо-востоку от Куамбайской и Тамдашинской антиклиналей расположена Кантюбинская антиклиналь. Ее западное крыло было описано выше. Восточное крыло, образованное породами карсакпайской серии, огличается крутыми падениями и осложнено разрывным нарушением. Антиклиналь погружается к юг-юго-востоку. В районе сопки Карамола периклинальное замыкание сложено кварцитами кордовской пакки тумурзинской свиты. Горизонты кварцитов, распространенные в западном крыле и на периклинали, дают представление о простой форме антиклинали, несколько осложненной дополнительной складкой на западном крыле, в районе сопки Кантюбе. На севере на широте гор Бусторау, широтный Котрский разлом срезает Кантюбинскую антиклиналь. К северу от разлома в опущенном крыле развиты девонские образования Актасской грабенсинклинали. Протяженность Кантюбинской антиклинали в плане 20 км, а в поперечном сечении — около 6 км.

Внутреннее строение антиклинали осложнено складками, развитыми в породах дюсембайской свиты. Вследствие недостаточной обнаженности их не удалось выявить по всей площади. О строении антиклинали можно судить по детально описанному маршруту в верховьях сая Куамбай (фиг. 57). В направлении маршрута в 300 м к востоку от гряды кварцитов обнажено ядро антиклинальной складки с падениями в крыльях на запад-юго-запад 250° , $\angle 35^\circ$, и восток-северо-восток 60° , $\angle 35^\circ$. Западное крыло складки перекрыто отложениями тумурзинской свиты, восточное же на протяжении 2,5 км представляет собой моноклиналь с небольшими изменениями элементов залегания и углов падения. Далее развиты обратные направления падения, указывающие на синклиналиную складку. Еще дальше, на протяжении 2 км, вплоть до разлома, резко преобладают крутые углы падения, то западные, то восточные, и морфологию складок установить трудно. На фиг. 57 строение восточной части разреза изображено с использованием замеров элементов залегания и предположением, что в этой части разреза имеется один горизонт черных порфиroidов.

Необходимо указать, что нами было рассмотрено строение наиболее крупных тектонических форм и лишь ряд более мелких в их пределах. В то же время нельзя провести резкой грани между названными структурами и теми, которые при современном эрозионном срезе являются более мелкими. Так, синклинальный перегиб между Куамбай-



Фиг. 57. Соотношения между интенсивностью кристаллобластических преобразований микроструктур порфиридов и складчатыми формами Кантюбинской антиклинали
 1 — порфириды дюсембайской свиты; 2 — горизонты темно-серых порфиридов; 3 — породы тумурзинской свиты; а — е — микроструктуры порфиридов

ской и Жаункарской синклиналями, еще более мелкие синклинальные перегибы между Жаункарской и Бозингенской антиклиналями, между Северо- и Южно-Дюсембайскими антиклиналями и ряд других генетически тождественны с более крупными формами. Аналогично антиклинальные складки и крупные поперечные антиклинальные перегибы, шириной свыше 1—2 км, также являются лишь более мелкими формами по сравнению с названными выше структурами. Фактически их размеры зависят от глубины эрозионного среза структуры.

Размеры «структур первого порядка» в пределах Майтубинского антиклинория отвечают интервалу 10—35 км, структуры же «средних порядков», осложняющие первые, варьируют от 10 до 1—2 км.

Детальное изучение внутренней структуры антиклинория показало, что в одних антиклиналях и синклиналях развиты осложняющие их складки средних порядков, в других — их нет. Наиболее простыми структурами являются Куламбайская, Жаункарская, Бозингенская и Бастюбинская антиклинали. Они отличаются наиболее простой морфологией и отсутствием осложняющих их складок. В других антиклиналях — Басалтуайтской, Северо- и Южно-Дюсембайской и в Кантюбинской антиклиналях отмечены складки внутри дюсембайской свиты, слагающей эти антиклинали. Такая особенность внутреннего строения может быть обусловлена двумя причинами: 1) может быть складки не удается установить вследствие развития гранитизации, 2) такое отличие действительно существует и оно связано с особенностями формирования структур.

Первая причина, по-видимому, должна быть отклонена, так как даже в таких антиклиналях, как Жаункарская и Куламбайская, в которых развиты граниты и гранито-гнейсы, сохранился горизонт кварцитов, по которому можно судить о простой морфологии антиклиналей. В Бастюбинской антиклинали достаточно ясно наблюдаются крылья, образованные гнейсами, в которых не обнаружено складок, осложняющих антиклиналь. С другой стороны, и в гранитизированных породах можно видеть складки. Примером этого является Южно-Дюсембайская антиклиналь.

Таким образом, повсеместное развитие складок, осложняющих антиклинали, по-видимому, связано с генетическими особенностями структуры. Наиболее ярко выраженная область развития антиклиналей на участке Кюгенжол — Карасире и Бастюбинская антиклиналь, возможно, были ядрами древнего поднятия, тогда как остальные выступы наиболее древних пород дюсембайской свиты — являлись его склонами. В верховье р. Дюсембай северо-западные простирания складок с погружением их к юго-востоку, вероятно, могут служить подтверждением такого предположения.

Интересно отметить, что к простым антиклиналям приурочены граниты и сиениты и широко развиты гранито-гнейсы. В антиклиналях, осложненных складками средних порядков, гранитизация проявлена слабо.

Среди синклинальных форм наиболее простыми являются Уштобинская и Центральная синклинали. В последней лишь в ее северном центриклинальном замыкании развиты складки средних порядков. Такие складки в других синклиналях были рассмотрены выше. Особенностью синклиналей, расположенных по периферии антиклинория, является погружение их шарниров в стороны прилежащих синклинорий. Эти синклинали имеют незамкнутые формы, и в них известно лишь одно центриклинальное замыкание.

Для всех отмеченных выше тектонических форм характерны фациальные изменения в разрезах слагающих их пород. Эти фациальные изменения и отмеченные выше морфологические особенности ука-

зывают на то, что эти структуры формировались как синклинальные прогибы и антиклинальные поднятия, осложняющие строение Майтубинского геоантиклинального поднятия.

Другой генетический тип представляют собой складки мелких порядков в Уштобинской, Кулаббайской и Тамдашинской антиклиналях и местами развиты локально. Размеры этих складок варьируют от сантиметров до десятков метров. Они непосредственно видны в обнажениях. Эти складки и создают впечатление о сложной складчатости в докембрии Южного Улутау, что неоднократно было отмечено ранее (Сапожников, 1948; Кропоткин, 1950; Зайцев, 1957, и др.).

При непосредственном наблюдении этих складок в обнажениях возникает большое разнообразие в замерах элементов залегания. Прослеживание их в двух горизонтах пород, различных по физическим свойствам, выявляет дисгармоничную морфологию складок. Среди них наблюдается большое разнообразие. Часты открытые, округлые и изоклинные складки, симметричные и наклонные, иногда встречаются веерообразные. В разных частях более крупных структур развиты мелкие складки с горизонтальными и с крутопадающими погружениями шарниров.

Морфология и сложность мелких складок зависят от литологических и текстурных особенностей пород и от положения в структуре. В крутых крыльях крупных структур мелкие складки более сложные и асимметричны, чем в пологих. В то же время в порфириодах дюсембайской свиты, обладающих грубой пластовой отдельностью, мелкие складки не наблюдаются, тогда как они широко развиты в тонкосланцеватых породах тумурзинской свиты. При этом, чем более тонкосланцеваты породы, тем прихотливее и сложнее складки. По существу, они являются межпластовыми смятиями.

Таким образом, мелкие складки, очевидно, связаны с пластичностью пород в тектоническом процессе. Пластичность проявляется в образовании дисгармоничных складок и структур будинажа. Морфология этих складок не сходна с теми крупными структурами, которые они осложняют, но между формой структур первого порядка и формой самых мелких складок существуют постепенные переходы. Наблюдается усложнение морфологии — от наиболее простых, крупных форм к сложным, мелким. Это, по-видимому, объясняется тем, что чем крупнее тектонические структуры, развивающиеся как прогибы и поднятия, тем меньше на их строении отразились явления пластичности. Пластичные явления, ведущие к образованию мелких смятий, уже менее ощутимы в складках средних порядков и не влияют на морфологию структур первого порядка в пределах Майтубинского антиклинория. Таким образом, в результате двух генетически различных причин образования складок разных порядков возникает известная на современном эрозионном срезе складчатая структура.

Несмотря на, казалось бы, ясное принципиальное различие между крупными тектоническими формами и мелкими складками, которые являются внутрипластовыми смятиями, в ряде случаев соотношение тех и других не было выяснено. Так, при изучении структуры, сложенной метаморфической толщей в юго-западном Памире Н. А. Хорев (1956) отмечал, что «различные исследователи неоднократно высказывали свое недоумение» (стр. 311) по поводу несоответствия простых региональных структур и морфологически различных сложных, вплоть до изоклинных складок, развитых в породах. При детальном изучении в восточной части Шахдаринского хребта Н. А. Хорев выяснил, что метаморфическая толща в целом слагает простую антиклиналь, ширина которой 35—45 км. Углы падения пластов пород в ее крыльях 10—15°. На фоне этой простой антиклинали развиты сложные складки, образо-

вание которых сопровождается изменением мощности в замках и крыльях, будинажем и кливажем течения. Н. А. Хорев предполагает, что сложные складки возникли в результате течения в толще, сложенной доломитовыми мраморами, гранато-биотитовыми, роговообманковыми и другими гнейсами. Складки течения вызваны напряжениями, которые не имеют прямого отношения к образованию региональных структур. В этом примере заслуживает внимания то явление, что складки течения возникли в структуре, углы падения крыльев которой всего 10—15°.

В строении Майтубинского антиклинория кроме складчатых деформаций существенную роль играли разрывные нарушения. Для наиболее крупных из них характерна значительная протяженность, порядка 50—100 км. Об их амплитудах, к сожалению, нет прямых данных. Отмеченные выше разломы пересекают структуру Майтубинского антиклинория на ряд блоков. Так, Куламбайский разлом отделяет западные антиклинали от Центральной синклинали. Центральная синклиналь и Дюсембайские антиклинали отделены от расположенной севернее Бастюбинской антиклинали Кюгенжольским разломом, а от Карсакпайского синклинория — Кызымчекским разломом.

Бастюбинская антиклиналь заключена в блоке, ограниченном тремя разломами, и отделена от Актасской антиклинали Актасским разломом, а от Куламбайской и Тамдашинской синклиналей — Бастюбинским разломом.

В зонах разломов часты милонитизированные породы, подвергшиеся лимонитизации и выветриванию. Иногда развивается окварцевание. В оперяющих системах трещин часто развиты дайки, а в некоторых — кварцевые жилы.

При совпадении простираций пород с направлением разлома обычные очень крутые падения пород.

Восточная часть антиклинория

Под этим названием условно выделена та часть структуры, которая в тектоническом отношении отвечает антиклинорию, но сложена более молодыми, верхнепротерозойскими структурами. Она, по существу, является областью сочленения Майтубинского антиклинория с Карсакпайским синклинорием. Ширина этой области различна, но не превышает 5—6 км.

При прослеживании с севера на юг характера сочленения Майтубинского антиклинория с Карсакпайским синклинорием можно наблюдать различные соотношения. От г. Бусторау до верховьев сая Тумурза граница между этими крупными структурами отмечена крутыми падениями пород в восточной части Кантубинской антиклинали и в крыле Карсакпайского синклинория. Южнее, на водоразделе саев Тумурза и Кумола, такая резкая смена углов падения пород неизвестны, и здесь возникает необходимость выделения зоны сочленения, в которой синклиналь, образованная породами верхнего протерозоя, наследует Тамдашинскую синклиналь антиклинория. В левом борту сая Тумурза в основании синклинали залегают, с кварцитами в основании, порфиroidы татпенской свиты. Они ложатся с пологими углами, не превышающими 15°. По направлению к востоку углы падения становятся более крутыми. На фоне погружения синклинали развиты еще более мелкие складки и разрывные нарушения. В районе сопки Акмола на хорошо обнаженном участке можно видеть, что в белкудукской свите вкрест простираения происходят частые изменения направлений и углов падений, причем при западных направлениях падений преобладают крутые углы, тогда как при восточных-северо-восточных — пологие. Эти частные изменения направлений падения, с резким преобладанием восточ-

ных, отражают складчатые деформации с амплитудами в несколько десятков метров на фоне общего погружения свиты к востоку.

На участке Аккерегетас — Актастобе расположена синклиналь, ось которой ориентирована параллельно простирацию крыла Карсакпайского синклинория. Складка образована породами верхнего протерозоя и породами кумолинской свиты в ядре. Она прослежена с меридиональным простиранием на 10 км при ширине около 2 км. На горе Актастобе ее южное центриклинальное замыкание резко меняет простираение на западное. Синклинальная складка асимметрична. Ее осевая плоскость запрокинута в сторону антиклинория. Так же построена антиклинальная складка, расположенная к востоку от синклинальной. Восточное крыло синклинальной складки осложнено Кызымчекским разломом.

На участке к югу от сая Итас синклиналеобразный перегиб между Северо- и Южно-Дюсембайской антиклиналями также находит отражение в структуре, образованной более молодыми породами. В крыле Южно-Дюсембайской антиклинали с параллельными простирациями и пологими падениями залегают породы сарысайской и татпенской свит. Лишь восточнее проходит зона меридиональных разломов и крутых падений пород, по которым проведена граница между Майтубинским антиклинорием и Карсакпайским синклинорием.

Западная часть антиклинория

Западной части антиклинория отвечает протяженная область развития разновозрастных наложенных мульд на складчатом основании антиклинория. Эта область, шириной 14—16 км, прослежена от гор Усырлытау на севере до верховьев сая Бозинген на юге. От центральной части антиклинория она отделена Актасским и Уштобинским разломами.

Складчатая структура антиклинория обнажена в ряде участков, на которых были выявлены Актасская и Басалтуайтская антиклинали и Алтуайтская синклиналь, описанные выше.

Кроме отмеченных складчатых форм, на участке от сая Северный Сары-Булак на севере до широтного течения р. Байконур обнажено крыло Майтубинского антиклинория, образованное рифейскими породами. Они слагают ложную моноклиаль, на фоне которой развиты антиклинальная складка к югу от сая Северный Сары-Булак и синклинальная складка к югу от сая Коксу. В районе г. Жалтау породы рифея, кембрия и ордовика совместно участвуют в крупной М-образной складке, осложняющей строение моноклинали.

Углы падения пород увеличиваются с востока на запад, достигая 75—85°. Южнее широтного течения р. Байконур моноклиаль резко сужается.

Частично на ложной моноклинали, частично на складчатой структуре антиклинория залегает протяженная Курайлинская мульда. Она прослежена в меридиональном направлении от сопок Ыздыктобе до сая Карасире и далее на юг. Нижнекембрийские породы, слагающие мульду, залегают на отложениях различного возраста, местами с очень резкими азимутальными несогласиями. К северу от горы Басалтуайт азимутальное несогласие достигает 90°. Эта мульда является резко наложенной структурой. На севере, в районе сопки Ыздыктобе, ширина мульды в размахе крыльев, всего 2,0—2,5 км. Синклиналь имеет асимметричную форму, так как западное крыло ее запрокинута. Южнее сая Байконур она значительно расширяется. Ее восточное ограничение очень извилисто и отражает трансгрессивный контакт подошвы нижнекембрийских отложений. Западное ограничение, обусловленное Жалтауским разломом, прямолинейно.

Мульда занимает значительную площадь; сложена она лишь двумя свитами общей мощностью 320—350 м. По базальным горизонтам жалтауской свиты выявляется простая форма структуры в плане. Лежащие выше кремнистые и кремнисто-углистые сланцы булантинской свиты смяты в ряд узких линейных складок с килевидными замками. Здесь, по-видимому, наблюдается такого же типа дисгармоничная складчатость, как и в породах тумурзинской свиты.

К западу от гор Усгырлытау расположена еще одна мульда, названная А. Л. Книппером Жалтауской. Она сложена нижнепалеозойскими породами сокращенной мощности по сравнению с разрезом Байконурского синклинория. Южный борт мульды осложнен М-образной складкой в районе г. Жалтау. В отличие от Курайлинской мульды, Жалтауская залегает как унаследованная структура по отношению к рифейской.

В пределах Курайлинской мульды к меридиональному разлому приурочены мелкие мульды каменноугольных отложений. Крупная Сарысайская мульда, сложенная девонскими и каменноугольными отложениями, залегает в зоне сопряжения Актасского и Уштобинского разломов.

Таким образом, в западной части антиклинория расположены разновозрастные структуры. Наиболее древние из них, сложенные породами боровской серии нижнего протерозоя, существенно не отличаются от структур центральной части антиклинория. Нижнепалеозойские образования находятся в различных соотношениях с более древними. К югу от р. Байконур Курайлинская мульда резко наложена по отношению к подстилающей структуре. В северной части мульды простираения крыльев совпадают с простираениями рифейской структуры. В крыле Майтюбинского антиклинория нижнекембрийские породы залегают параллельно рифейским и смяты вместе с ними в складки.

В расположении среднепалеозойских мульд ясно наблюдается приуроченность их к меридиональной зоне разрывных нарушений, и по отношению к более древней структуре они являются наложенными.

Серия меридиональных разломов осложняет строение западной части антиклинория. Они существенно влияют на расположение разновозрастных структур. В плане разломы образуют линзовидный пучок, сужающийся на севере, в районе гор Усгырлытау, и на юге — южнее сая Карасире. На севере между ними развита серия более мелких диагональных разрывов северо-восточного простираения.

КАРСАКПАЙСКИЙ СИНКЛИНИРИЙ

Карсакпайский синклинорий сложен породами верхнего протерозоя, надстраиваемыми разрез докембрийских отложений, развитых в описанной выше наиболее древней части структуры — Майтюбинском антиклинории. Синклинорий представляет собой протяженную, до 400 км, структуру, простирающуюся в субмеридиональном направлении. При этом ширина синклинория не превосходит 40 км. Он протягивается до северного окончания Арганатинского поднятия, тогда как Майтюбинский антиклинорий уже на широте гор Котр-Бусторау перекрыт палеозойскими отложениями. На юге, в районе р. Белеуты, обе древние структуры перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями северного борта Чуйской синеклизы. С востока синклинорий граничит с Джезказганской впадиной, сложенной верхнепалеозойскими отложениями.

В описании синклинория использованы материалы М. С. Маркова (1962), детально изучавшего его строение. О некоторых расхождениях в понимании стратиграфии, влияющих на представления о строении западного крыла синклинория, будет сказано ниже.

Граница между Майтюбинским антиклинорием и Карсакпайским синклинорием была подробно описана выше. В плане форма этой границы дугообразна. Она имеет север-северо-западное направление от гор Бусторау до гор Аккерегетас и север-северо-восточное — на интервале от гор Аккерегетас до верховьев сая Джийде. Следует особенно подчеркнуть, что продольные разломы выявляются не вдоль всей границы. Достоверно установлено, что зона разломов сопровождается разграничение антиклинория и синклинория на интервале от гор Аккерегетас до сая Южный Сары-Булак. Севернее гор Аккерегетас известен ряд диагональных разломов с небольшими амплитудами смещения и лишь в районе гор Бусторау на протяжении 5 км граница снова осложнена разломом.

В структуре синклинория М. С. Марков (1962) выделяет западное и восточное крылья и центральную часть, строение которых имеет специфические особенности.

Подробнее рассмотрим лишь строение западного крыла, непосредственно примыкающего к Майтюбинскому антиклинорию. Для него характерно моноклинальное строение с нормальной последовательностью пород в разрезе. Трансгрессивные взаимоотношения и внутренние перерывы между белкудукской и кумолинской свитами существенно не влияют на строение крыла синклинория. Оно протягивается на большое расстояние к югу от гор Бусторау. Севернее этих гор крыло Карсакпайского синклинория опущено по крупному широтному Котрскому разлому и скрыто под девонскими отложениями Актасской грабен-синклинали.

На участке от гор Бусторау до сая Кумола западное крыло наименее широкое, в связи с очень крутыми падениями пород. Лишь в районе гор Яконмола моноклинальное строение крыла осложнено погружающейся к югу антиклинальной складкой протяженностью 8 км. В ее ядре обнажены породы белкудукской свиты. Западное крыло складки срезано меридиональным разрывом. В восточном крыле углы падения 60—65°. К этой складке приурочен небольшой массив гранито-гнейсов. Южнее гор Яконмола, в верховьях сая Кензас, в татпенской и в лежащих выше свитах, участвующих в строении крыла, наблюдаются крутые углы падения с направлением то к западу, то к востоку вследствие очень сжатой плейстогенности пород.

Как было указано в главе «Стратиграфия», М. С. Марков и Н. А. Штрейс отнесли различные сланцы и порфириоды в верховьях сая Кензас к отложениям дюсембайской свиты и к более древним образованиям. М. С. Марков, в связи с иной стратиграфической интерпретацией, отмечает, что на широте сая Кензас западное крыло Карсакпайского синклинория отсутствует и в его структуре по системе разломов в виде тектонического клина вдаются наиболее древние отложения Майтюбинского антиклинория. Система диагональных разломов, в виде ломаной линии в плане, ограничивает с юга тектонический клин от западного крыла синклинория. Меридиональный разрыв приводит в контакт с древним клином центральную часть синклинория. Обоснования, изложенные в главе «Стратиграфия», и небольшие амплитуды выявленных разрывных нарушений позволяют выделить западное крыло синклинория на этом участке.

От р. Кумола к югу до гор Актастобе крыло представляет ложную моноклинали, ширина которой заметно больше, чем в верховьях Кензас-сая. Здесь, при крутых падениях пород, выявлены повторения в разрезах и таким образом установлены синклинальные складки в верховьях Шаупкель-сая и сая Кумола. В их ядрах развиты породы керегетасской свиты. Складки резко асимметричны, и в обоих крыльях наблюдаются крутые восточные падения. Наряду с этими складками,

протяженность которых достигает нескольких километров, в породах развиты обильные мелкие, часто изоклиналильные складки.

Южнее гор Актастобе, вплоть до р. Дюсембай, западное крыло сложено свитами с нормальной последовательностью пород в разрезе.

В целом западное крыло Карсакпайского синклинория представляет собой моноклиналь, усложненную развитием мелких складок и диагональных северо-восточных и северо-западных разрывных нарушений. Диагональные разломы северо-северо-западного простирания смещают разломы меридионального направления. Для первых, судя по направлению смещения границ свит в плане, характерны относительные опускания северо-восточных крыльев.

Восточное крыло синклинория построено довольно просто. Близ борта Джезказганской впадины в меридиональном направлении проходит зона антиклинальных складок с очень пологими сводами. К западу от них, по направлению к оси синклинория, падения пород становятся круче и в осевой части достигают 75—85°.

Центральная часть синклинория представляет собой одну крупную синклинальную складку с частой ундуляцией шарнира по простиранию, с образованием поперечных антиклинальных перегибов, чередующихся с более прогнутыми участками. Она сложена породами бурмашинской свиты. Для центральной части синклинория характерны запрокидывания осевых плоскостей складок на востоке, параллельно плоскостям меридиональных разрывных нарушений типа крутых надвигов. Эта серия надвигов ограничивает центральную часть синклинория от западного крыла. К разломам приурочены приразломные синклинали, сложенные породами карсакпайской свиты, и интрузии габбро и габбро-диабазов.

Синклинорий представляет собой асимметричную структуру с относительно более пологим восточным крылом и более крутым западным. Ось синклинория имеет север-северо-западное простирание до широты пос. Карсакпай и север-северо-восточное — к югу от этой широты.

В Карсакпайском синклинории, так же как и в Майтубинском антиклинории, широко развиты различные мелкие складки. Они распространены неравномерно и заметно менее интенсивны в восточном крыле. В связи с крупными меридиональными зонами разломов развиты узкие изоклиналильные складки.

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ КРУПНЫМИ И МЕЛКИМИ СКЛАДЧАТЫМИ ФОРМАМИ

Изучение структуры Майтубинского антиклинория привело к выводу о том, что среди складок разных порядков развиты два генетических типа: 1) простые по морфологии структуры, размеры которых измеряются километрами и несколькими десятками километров, 2) мелкие, сложные, различные по морфологии складки, которые наблюдаются непосредственно в обнажениях. В структурах первого типа наблюдаются изменения мощностей и фаций. Складки второго типа сами зависят от физических свойств пород, в которых они развиты. Таким образом, первые являются конседиментационными образованиями, тогда как вторые связаны с гравитационными явлениями и пластичностью пород. Образование конседиментационных структур подробнее будет рассмотрено ниже.

Следует еще раз отметить, что неоднократные замечания о сложной складчатости докембрия Южного Улутау основаны на наблюдениях обнажений, в которых зачастую складки достаточно сложны. Однако из соотношения складчатых форм разных порядков можно видеть, что

мелкие складки не подобны крупным структурам и не являются определяющими для характеристики складчатости района.

Развитие двух генетически различных типов складчатых форм не является особенностью только Майтубинского антиклинория. Еще более ярко различия между простой формой синклиория и сложными мелкими складками выступают в Карсакпайском синклиории. М. С. Марков (1962) на примере этой структуры также подчеркивает, что морфология мелких складок не подобна форме крупной структуры, так как образование тех и других обусловлено разными причинами. Среди мелких складок он выделяет разные типы, образовавшиеся при пластичной деформации в результате оползания вдоль наклонных поверхностей, в связи со сжатием в зонах разломов и с развитием кливажа.

А. Л. Книппер (1963) противопоставляет конседиментационные складки в Байконурском синклиории более мелким и сложным гравитационным складкам.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Как было показано выше, почти все гранитоиды Южного Улутау приурочены к складчатым формам. Такое их положение свидетельствует о том, что они образовались одновременно с формированием складчатой структуры.

Однако, что такое складчатость? Н. С. Шатский (1951) указывал, что существуют различные представления о процессе образования складчатых структур. Одни исследователи подчеркивают резко выраженную кратковременность и эпизодичность этого процесса, неоднократно прерывавшего осадконакопление. Другие, наоборот, считают, что процесс складкообразования был длительным, соответствовавшим большим интервалам геологического времени. Представители третьего направления считают, что этот процесс является сочетанием длительных, медленных движений и быстрых, вызывавших осложнение крупных структур более мелкой складчатостью и разломами.

Н. С. Шатский (1938) указывал, что, например, формирование Центрального Казахстана было длительным процессом, и в каждую последующую стадию развития складчатой зоны возникали структуры, близкие, но не тождественные предыдущим. Сопоставляя кайнозойские структуры с девонскими и каменноугольными, Н. С. Шатский (1938) отмечал, что они по положению и простираению обнаруживают черты сходства. В то же время резкие различия в дислоцированности между ними являются кажущимися вследствие выпадения из разреза или слабого развития мезозойских отложений. Немногочисленные в Казахстане структуры, сложенные юрскими породами, занимают промежуточное положение между структурами верхнего палеозоя и структурами кайнозоя. Отсутствие всей серии переходных структур объясняется аномальными периодами покоя. Нельзя также провести резкую границу между каледонским и герцинским циклами, так как последний представлял дальнейшее развитие первого.

В последующих попытках выяснить историю развития Центрального Казахстана или западной его части основное значение придавалось определению этапов складчатости, повсеместных перерывов и выявлению структурных этажей, заключенных между ними (Кропоткин, 1950; Богданов, 1954; Зайцев, 1961).

Попытаемся на конкретном примере Южного Улутау выяснить, как возникла складчатая структура. Для этой цели важны анализ перерывов и несогласий в отложениях пород, выяснение морфологии структур и изучение разрезов с точки зрения мощностей и фаций. Последнему

решающее значение придавал Н. С. Шатский, считая, что «выяснение фациальных изменений осадков в зависимости от тектонических форм — единственно правильный путь определения процесса образования складок» (1951, стр. 33).

Об истории развития Майтубинского антиклинория мы можем судить лишь со времени отложения пород дюсембайской свиты. В это время сформировалась толща кварцевых порфиров и сопровождающих их туфогенно-осадочных пород, мощностью не менее 2500 м. Такие мощности отложения кислых эффузивных образований обычно не свойственны узким геосинклинальным трогам, для которых характерно широкое развитие основных пород. Форма и размеры изначального, ниже-протерозойского прогиба не могут быть установлены, так как самые древние образования известны на современном эрозионном срезе лишь на ограниченной площади.

Сопоставление разрезов дюсембайской свиты показало, что для всей территории имеются общие черты в строении кислого по составу осадочно-вулканогенного комплекса. Особенно характерно широкое распространение верхней пачки яснопорфировых пород. В нижней части разреза прослежен горизонт кварцитов. В то же время в самом горизонте кварцитов и в лежащей выше пачке пород наблюдаются фациальные изменения. Наиболее грубозернистые кварциты распространены в крыльях Жаункарской и Куламбайской антиклиналей. В западном крыле последней они сменяются мелкогалечными конгломератами. Яснозернистые кварциты распространены в крыле Бастюбинской антиклинали. В Северо-Дюсембайской антиклинали этот горизонт сложен очень тонкозернистыми кварцево-полевошпатовыми микрокварцитами. Некоторые фациальные изменения известны и в других частях разреза. Так, в пачке, расположенной над кварцитами в Бастюбинской и Северо-Дюсембайской антиклиналях среди порфироидов встречены горизонты кварцево-сланцевых сланцев, в то время как в Кантюбинской антиклинали известны лишь массивные тонкозернистые порфироиды. Распространение кварцитов, конгломератов и сланцев в разрезе свидетельствует о перерыве в эффузивной деятельности, который сопровождался размывом на отдельных участках, служивших источниками материала для отложения осадочных пород. В это время, по-видимому, происходило заложение отдельных локальных относительных поднятий на фоне общего прогибания области, приведшего к накоплению большой толщи, до 2500 м, существенно эффузивных образований. К сожалению, нет достоверных данных о мощностях дюсембайской свиты, так как неизвестны ее естественное основание и полная мощность.

Отложения этого мощного комплекса кислых эффузивных образований и сопровождающих их туфогенно-осадочных пород завершилось перерывом. Судя по тому, что отсутствуют азимутальные несогласия между отложениями дюсембайской и лежащей выше тумурзинской свит в краевых частях антиклинория и распространены азимутальные несогласия в центральной части структуры, надо полагать, что условия для последующего осадкообразования были различными. Центральная часть, по-видимому, была относительно приподнята и в ряде участков эродирована, в результате чего осадки тумурзинской свиты отложились непосредственно на породах нижних пачек дюсембайской свиты. Расположение последующих частных прогибов не полностью совпало с размещением заложившихся ранее прогибов и поднятий. В то же время в западной и восточной частях антиклинория, несмотря на резкую смену литологического состава пород, азимутальных несогласий не наблюдается. Здесь осадки тумурзинской свиты легли на кварцевые порфиры верхней пачки дюсембайской свиты.

Выяснение истории развития Майтубинского антиклинория в тумурзинское время имеет большое значение для понимания истории формирования этой структуры. В это время образовались терригенные псаммитовые и пелитовые породы разного состава, чередующиеся с карбонатными и туфогенно-осадочными породами. Как было подчеркнуто в главе «Стратиграфия», особенностью разрезов является их исключительное разнообразие. Только нижняя пачка графитсодержащих пород может быть прослежена в ряде разрезов. Лежащие выше пачки удается сопоставлять лишь в пределах одной и той же структуры первого порядка. Все же при всем разнообразии разрезов были выделены два типа. Один из этих типов представляет собственно тумурзинскую свиту и состоит из зеленосланцевых пород, другой — существенно лейкократовый с преобладанием кварцитовых, кварцево-тремолитовых пород, — выделен под названием Бастюбинской фации.

Разрезы первого типа имеются в Тамдашинской, Уштобинской синклиналях и в значительной части Центральной. Бастюбинская фация распространена в Бастюбинской антиклинали, в крыле Актаасской антиклинали и частично в Куамбайской синклинали, осложненной антиклинальным выступом. Породы этой фации слагают также северо-западную часть Центральной синклинали в области центриклинального замыкания и крыла, смежного с Куамбайской антиклиналью.

Таким образом, при сопоставлении участков распространения разных типов разрезов тумурзинской свиты с тектоническими формами выясняется, что породы бастюбинской фации тяготеют к антиклинальным формам. Более детально в главе «Стратиграфия» были рассмотрены фациальные изменения на примере небольшого участка, охватывающего водораздел между саями Куамбай и Сарысай. Сланцевый разрез верховьев сая Тумурза, характеризующий строение Тамдашинской синклинали, сменяется кварцитовым разрезом на широте гор Керегет в Куамбайской синклинали. При этом мощности сопоставимых частей разреза уменьшаются от 1500 до 1100 м (см. фиг. 3). Отличия в структурном положении этих двух синклиналей заключаются в том, что Тамдашинская синклиналь открывается в сторону Карсакпайского синклинория, а Куамбайская расположена в пределах антиклинория и при этом осложнена антиклинальной складкой.

Последующие изменения разреза в Бастюбинской антиклинали настолько значительны, что с разрезом Куамбайской синклинали можно сопоставить лишь кварцево-тремолитовые породы, чередующиеся с полевошпатовыми микрогнейсами. Мощность этой части разреза 750 м.

Тесная зависимость между фациальными изменениями разрезов и тектоническими формами позволяет предполагать, что последние формировались как конседиментационные структуры. Разрезы бастюбинской фации с наиболее широким распространением лейкократовых кварцитовых пород слагали относительные поднятия, в то время как зеленосланцевые разрезы выполняли прогибы. Судя по распространению пород бастюбинской фации, относительными поднятиями были участки водораздела саев Тумурза — Сарысай, близ горы Актас, к югу от сопок Кюгенжол. Интересно отметить, что район верховьев р. Дюсембай, по-видимому, не был ярко выраженным поднятием в тумурзинское время, так как в крыльях современной Северо-Дюсембайской антиклинали развиты породы собственно тумурзинской свиты.

Сравнивая разрезы тумурзинской свиты в крыльях одной и той же структуры, можно говорить об асимметричной форме прогибов в это время в ряде участков. Так, в западном борту Центрального синклинального прогиба широко развиты отложения бастюбинской фации, тогда как в восточном борту распространены образования собственно тумурзинской свиты. Также асимметричным, по-видимому, был

Тамдашинский прогиб, так как в его западном борту широко распространены графитовые кварцитовые сланцы, а в восточном преобладают графитовые кварциты.

Морфология и расположение синклиналей, сложенных породами тумурзинской свиты, позволяют предполагать, что в это время погруженные части структуры были расположены на месте Карсакпайского и Байконурского синклинориев. Тамдашинский синклинальный прогиб и синклинальные перегибы в верховьях сая Итас и сая Джийде погружаются в восточных направлениях и своим расположением намечают борт Карсакпайского геосинклинального прогиба. Сложнее установить строение области Байконурского геосинклинального прогиба в тумурзинское время, так как более поздние наложенные структуры, рифейского и нижнепалеозойского возраста, существенно маскируют следы более раннего развития этой области. Известно, что узкий Уштобинский синклинальный прогиб попружается к югу, тогда как Алтуайтский прогиб раскрывается к северо-западу. Они разделены Басалтуайтским антиклинальным поднятием, выступающим к западу. Возможно, что Уштобинский и Алтуайтский прогибы вдавались в область относительного поднятия, которое простиралось к западу вплоть до Жалтауского разлома. В таком случае область развития Актасской, Кулаббайской и Жаункарской антиклиналей, по-видимому, была осевой частью формирующегося Майтюбинского геоантиклинального поднятия. Приведенные выше данные о распространении пород бастюбинской фации подтверждают предположение о таком размещении относительных поднятий.

К концу тумурзинского времени обособились Майтюбинское геоантиклинальное поднятие и Карсакпайский геосинклинальный прогиб. На западе, очевидно, наметилась область Байконурского геосинклинального прогиба. В пределах Майтюбинского геосинклинального поднятия, судя по столь значительным фациальным изменениям тумурзинской свиты и некоторым данным о изменениях мощностей, определились прогибы и поднятия первого порядка.

Последующее развитие Майтюбинского антиклинория как геоантиклинального поднятия выражено еще более заметно. В западном крыле известны лишь отложения сарысайской, белкудукской и карсакпайской свит, общей мощностью не свыше 3500 м, в то время как в восточном имеется полный разрез верхнего протерозоя, достигающий 8000 м (см. фиг. 1). При этом разрезы сопоставимых свит различаются достаточно резко.

Ко времени отложения осадков сарысайской свиты существенных изменений структурного плана не произошло. Структуры, сложенные породами этой свиты, в значительной мере унаследовали синклинальные прогибы, образованные отложениями тумурзинской свиты и расположенные в краевых частях Майтюбинского геоантиклинального поднятия. Тем не менее отложения сарысайской свиты залегают трансгрессивно на разных горизонтах тумурзинской свиты. Нахождение конгломератов в восточных разрезах свидетельствует о существовании в то время областей размыва, сложенных породами дюсембайской и тумурзинской свит.

Различия в составе пород западных и восточных разрезов сарысайской свиты, очевидно, обусловлены тем, что в то время продолжалось формирование Майтюбинского геоантиклинального поднятия. Судя по детально изученным изменениям мощностей и фаций в его восточном крыле (см. фиг. 6), наряду с общим ростом поднятия продолжалось обособление внутренних прогибов и поднятий. В краевой части Майтюбинского геоантиклинального поднятия, в Тамдашинском прогибе, отложились конгломераты мощностью до 600 м. В прогибе в 17 км к

югу их мощность составляет 300—350 м. Здесь же более верхняя часть разреза сложена фельзит-порфирами мощностью 100—150 м. Южнее сая Итас, на борту Карсакпайского геосинклинального прогиба, конгломераты отсутствуют и распространены лишь кислые эффузивные породы мощностью не менее 600 м.

Отложения татпенской свиты залегают трансгрессивно, с перерывом на липаритовых порфирах в южной части района, на конгломератах сарысайской свиты — в долине сая Тумурза и даже непосредственно на породах тумурзинской свиты севернее этого сая. В структурном отношении положение их подобно положению сарысайской свиты. Они участвуют в строении тех синклинальных перегибов, которые осложняют крыло Майтубинского антиклинория. Расположение более молодых пород верхнего протерозоя, слагающих кумолинскую и лежащие выше свиты, определяет более простую форму протяженного Карсакпайского синклинория.

История развития Карсакпайского синклинория была очень подробно рассмотрена М. С. Марковым (1962), который отмечал, что этот узкий, линейно вытянутый трог имел асимметричное строение. Его западный борт был более крутым, восточный — пологим. Формированию этого узкого протяженного прогиба сопутствовало образование меридиональных зон разломов. Они, вероятно, были зонами проницаемости во время отложения основных и кислых верхнепротерозойских образований. Формирование Карсакпайского геосинклинального прогиба сопровождалось также заметными изменениями мощностей и фаций в разрезах, как это было изложено выше. Из сопоставления мощностей пород верхнего протерозоя до отложений бурмашинской свиты в разных частях структуры видно, что максимальные мощности, до 4000 м имеются на широте р. Кумола. В 10—15 м к северу мощность этой же части разреза не превышает 3000 м. В то же время в 12—15 км к югу от сая Кумола, в восточной части Майтубинского антиклинория, в синклинальной складке близ горы Кызымчек она достигает всего 1700 м. Очевидно, эти структуры развивались конседиментационно.

В конце протерозоя, в бурмашинское, а затем в карсакпайское время, в осевой части прогиба возникли протяженные синклинали, унаследованные в истории развития, но с чертами наложения в структурном отношении. Как отмечает М. С. Марков (1962), образованию этих синклиналей предшествовал более значительный перерыв по сравнению с рядом перерывов между отложениями лежащих ниже свит верхнего протерозоя. После формирования пород керегетасской свиты возникла Центральная зона разломов, вдоль которой узкий трог заполнился породами бурмашинской свиты. Вдоль этой же зоны разломов разместились приразломные синклинали, сложенные породами карсакпайской свиты.

Таким образом, как полагает М. С. Марков (1962), Карсакпайский геосинклинальный прогиб, замкнувшись, превратился в Карсакпайский синклинорий и причленился к смежным поднятиям, образуя вместе с ними крупный мегантиклинорий внутри нижнепалеозойской геосинклинальной области.

В рифее область особенно интенсивного прогибания проявилась к западу от Майтубинского геоантиклинального поднятия. В это время отложилась мощная толща кислых вулканогенных пород с подчиненным развитием основных. Отложения еремантауской серии рифея залегают трансгрессивно непосредственно на образованиях сарысайской свиты.

В нижнем палеозое продолжалось формирование Байконурского синклинального прогиба, унаследованного от рифея (Книппер, 1963). При этом в этот процесс частично была вовлечена и западная часть

Майтйубинского геоантиклинального поднятия, где возникли резко наложенные структуры нижнего палеозоя. Это прогибание сопровождалось образованием меридиональной зоны разломов. А. Л. Книппером (1963) выявлены существенные различия в разрезах нижнего палеозоя, позволившие выделить несколько структурно-фациальных зон. К тому же в одной и той же зоне им отмечены изменения мощностей толщ и фаций в антиклиналях по сравнению с синклиналями. Эти особенности, по мнению А. Л. Книппера, указывают на конседиментационную природу структур.

Формирование Байконурского геосинклинального прогиба завершилось в конце ордовика. При этом, как указывает А. Л. Книппер (1963), не образовывалась складчатость, а лишь прекратилось осадкообразование. Силурийские и нижнедевонские отложения в пределах Южного Улутау неизвестны, и этот перерыв выражен на большой площади. Средне- и верхнедевонские и каменноугольные образования слагают ряд наложенных мульд.

В истории развития района Южного Улутау можно видеть определенную направленность, выраженную в том, что в наиболее древний этап развития происходило образование складчатых форм, причем в этом процессе разломы имеют заметно подчиненное значение. Пока можно говорить о заложении разломов в конце нижнего протерозоя и в начале верхнего протерозоя в связи с формированием крупных геосинклинальных прогибов к востоку и западу от Майтйубинского антиклинального поднятия. Особенно широко меридиональная система крупных разрывов проявилась в нижнем палеозое. Она определила и дальнейшее размещение наложенных мульд среднего и верхнего палеозоя в западной части антиклинория.

В пределах антиклинория развита серия мелких диагональных склолов, возраст которых не может быть установлен точнее, чем послеперхнепротерозойский, так как они, выходя за пределы антиклинория, нарушают залегание верхнепротерозойских отложений Карсакпайского синклинория.

В заключение, обращаясь к наблюдениям над несогласиями между свитами, слагающими Майтйубинский антиклинорий, Карсакпайский и Байконурский синклинории, можно отметить, что азимутальные несогласия¹ наиболее ярко выражены в центральной части и в западном крыле антиклинория. В последнем случае эти азимутальные несогласия подчеркнуты значительными перерывами в осадконакоплении. В северной части западного крыла перерыв между отложением сарысайской и лакбайской свит соответствует интервалу времени формирования почти всего верхнего протерозоя. В южной части крыла он отвечает значительному времени между отложениями сарысайской и карсакпайской свит.

Отложения нижнего палеозоя, начинающиеся с условно определяемого нижнего кембрия, в западном крыле антиклинория залегают по-разному. В северной части крыла они ложатся с перерывом, но без азимутальных несогласий с рифейскими образованиями и вместе с ними смяты в крупные складки. В южной части отложения улутауской, жалтауской и булантинской свит кембрия выполняют протяженную резко наложенную Курайлинскую мульду. Породы, слагающие основание мульд, ложатся на различные докембрийские отложения, вплоть

¹ В изученном районе более достоверно устанавливаются азимутальные, а не угловые несогласия, так как замеры углов падения докембрийских толщ, осложненных мелкими складками, не отражают истинных условий залегания свиты в целом. Азимутальные несогласия выявляются при прослеживании простираций свит в плане на расстоянии нескольких километров.

до самых древних. В районе горы Басалтуайт азимутальные несогласия достигают 90° .

Таким образом, между свитами очень часты перерывы в отложении, которые иногда сопровождаются и азимутальными несогласиями. Азимутальные несогласия не являются повсеместными или выражены различно в разных частях структуры. В центральной части Майтубинского антиклинория тумурзинская свита залегает с азимутальными несогласиями на нижних толщах дюсембайской свиты, тогда как в крыльях антиклинория она покрывает верхнюю пачку дюсембайской свиты с перерывом, но согласно. В строении смежного крыла Майтубинского антиклинория и Карсакпайского синклинория азимутальные несогласия выражены лишь в южной части, где отложения кумолинской свиты перекрывают все лежащие ниже образования карсакпайской серии. В центральной части Карсакпайского синклинория азимутальные несогласия между бурмашинской и керегетаской свитами отмечены в верховьях сая Керегетас. В остальных частях района она ложится с перерывом, не при согласном залегании. Более широким проявлением азимутальных несогласий отличается карсакпайская свита, но и здесь они выражены не повсеместно.

Особенно отчетливо проявляются различия в положении разновозрастных комплексов в палеозойских отложениях. В северной части западного крыла Майтубинского антиклинория кембрийские отложения залегают параллельно рифейским образованиям, унаследовавшее прогибание. В пределах западной части антиклинория кембрийские отложения Курайлинской мульды залегают с азимутальным несогласием в 90° на отложениях боровской серии. Таким образом, чем значительнее перерыв в отложениях, тем резче выражены азимутальные несогласия с подстилающими породами. По отношению к величине азимутального несогласия, очевидно, применимо высказывание Н. С. Шатского о том, что величина углового несогласия «выражает всю сумму движений как до, так и во время перерыва» (1951, стр. 24).

Итак, в процессе формирования структуры Южного Улутау в течение протерозоя, рифея и кембрия неоднократно проявлялись перерывы и в осадкообразовании. Тем не менее ни один из них не выражен как универсальный и повсеместный. Эти наблюдения согласуются с материалами А. Л. Книппера (1963) по Байконурскому синклинорию, где отложения кембрия и ордовика представляют единую серию, в которой известны лишь местные несогласия. «В каледонской истории этого прогиба отсутствуют моменты, с которыми обычно принято связывать региональное складкообразование». Таким образом, для очень длительного отрезка времени нет данных, указывающих на возникновение универсального перерыва, на проявление этапа складчатости в Южном Улутау. В то же время азимутальные несогласия, по-видимому, отражают местные изменения в структурном плане. Зависимость их величины от длительности перерыва свидетельствует о постепенном нарастании таких изменений. В результате породы докембрия и нижнего палеозоя образуют складчатые формы.

Особого внимания заслуживает вопрос о соотношениях простираемый складчатых форм. На геологической карте или тектонической схеме можно видеть, что в структурах первого порядка в пределах антиклинория преобладают север-северо-западные простираения. По отношению к их расположению простираение оси Карсакпайского синклинория является секущим, создавая впечатление наложенной структуры. Это впечатление основано на сравнении простираемых структур, сложенных наиболее древними породами боровской серии, и структур, образованных наиболее молодыми отложениями карсакпайской серии. В то же

время при внимательном рассмотрении соотношений структур, образованных породами промежуточного возраста в крыле антиклинория, видно, что в это время постепенно изменялся структурный план. Вплоть до отложения пород керегетасской свиты унаследованно развивался Тамдашинский прогиб. В южной части района, в крыле Карсакпайского синклинория, синклинальный перегиб, сложенный породами кумолинской свиты, наследовал синклинальный перегиб между Куламбайской и Жаункарской антиклиналями. Такие соотношения указывают на то, что постепенное изменение структурного плана происходило длительно, в течение всей истории развития крупной структуры.

Процесс формирования складчатой структуры Майтубинского антиклинория, очевидно, не был равномерным. Перерывы в осадкоотложении чередовались с накоплением больших толщ эффузивных и осадочных пород. Наиболее существенные изменения мощностей и фаций, проявившиеся на близких расстояниях, известны в породах тумурзинской, сарысайской свит и в нижней части татпенской. По-видимому, в это время наиболее интенсивно формировались геоантиклинальное поднятие и структуры первого порядка в его пределах.

Длительное во времени формирование таких структур, как антиклинории и синклинорий, широко известно. Менее изучены с этой точки зрения антиклинали и синклинали в пределах первых. В связи с этим встает вопрос о том, каковы наименьшие размеры структуры, происхождение которых установлено как конседиментационное. В мезо-кайнозойской складчатой структуре Средней Азии, изученной С. С. Шульцем и Е. П. Брунс (1955), отмечены складки, длина которых измеряется километрами, а ширина — сотнями и даже десятками метров. В ряде случаев фациальные изменения в разрезах докембрия Южного Улутау настолько значительны, что улавливаются в складках шириной в несколько километров, которые осложняют строение ряда антиклиналей и синклиналей.

Последующие нарушения в залегании пород в зонах разломов вызывают запрокидывание в крыльях и возникновение крутых падений. В восточном крыле антиклинория меридиональные и частично северо-западные разрывные нарушения по времени образования отвечают формированию Карсакпайского прогиба. В свою очередь, диагональные системы сколов, секущие породы среднего палеозоя, в борту Джезказганской впадины, осложнили строение Карсакпайского синклинория. В западной части антиклинория разломы возникли в рифее и нижнем палеозое, сопровождая прогибание в области Байконурского синклинория. А. Л. Книппер (1962) отмечает в структуре этого синклинория разломы герцинского возраста, близ которых девонские отложения смяты в складки вместе с нижнепалеозойскими. Для этого времени смещения по разломам, по-видимому, приобретают особое значение в формировании структуры, в образовании резко расчлененного рельефа, характеризующего орогенный этап развития — так назвал А. А. Богданов (1954) средне- и верхнепалеозойский этап истории развития западной части Центрального Казахстана.

Таким образом, в истории развития Майтубинского антиклинория можно выделить четыре этапа: 1) формирование прогиба в дюсембайское время; 2) образование Майтубинского геоантиклинального поднятия и возникновение прилежащих прогибов; 3) осложнение строения западной части геоантиклинального поднятия в связи с формированием Байконурского прогиба; 4) образование наложенных мульд в среднем — верхнем палеозое.

На протяжении почти всей известной геологической истории Майтубинский антиклинорий формировался как поднятие. Лишь в нижнем протерозое, в дюсембайское время, в этой области существовал гео-

синклинальный прогиб. Максимальное прогибание к востоку от него в начале верхнего протерозоя обособило протяженный Карсакпайский геосинклинальный прогиб. Западный борт этого прогиба является восточным ограничением Майтубинского геоантиклинального поднятия. В рифее и нижнем палеозое область наибольшего накопления отложений переместилась к западу от геоантиклинального поднятия, что привело к образованию Байконурского геосинклинального прогиба. В процессе его формирования была значительно переработана западная часть геоантиклинального поднятия.

Дальнейшая история развития в главных чертах следует тому же плану — снова на востоке прогибание выразилось в накоплении мощных комплексов средне- и верхнепалеозойских отложений Джезказганской впадины и наконец в мезозое максимальное прогибание охватило область к западу от Байконурского прогиба, где сформировалась Тургайская синеклиза.

Таким образом, перемещение областей прогибания и последовательный рост смежных с ними поднятий привели к созданию Южно-Улутавского поднятия, сложенного докембрийскими и нижнепалеозойской структурами.

На фоне этого общего хода развития имеются коренные различия в истории формирования крупных структур. Они выразились в особенностях состава толщ, выполняющих прогибы, в морфологии тектонических структур, в значительном или слабом проявлении магматизма и метаморфизма.

В пределах Майтубинского антиклинория развиты кислые вулканогенные породы и терригенно-вулканогенно-осадочные образования. Максимально по сравнению со смежными областями проявлены гранитизация и интрузивный магматизм гранитоидного состава. Породы претерпели наибольший метаморфизм, достигающий амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Антиклинали и синклинали, слагающие антиклинорий, близки к брахиформным структурам.

Карсакпайский синклинорий характеризуется максимальным развитием вулканогенных образований, среди которых преобладают основные породы. Интрузивные проявления незначительны и представлены мелкими пластовыми и дайкоподобными телами габбро и габбро-диабазов. В целом это протяженная линейная структура.

Байконурский синклинорий существенно сложен осадочным комплексом пород, в котором преобладают терригенные и кремнисто-карбонатные образования. Эффузивные породы встречены лишь в центральной части синклинория. Породы метаморфизованы слабо. Интрузивный магматизм почти отсутствует. Особенностью синклинория является развитие протяженных структурно-фациальных зон, характеризующихся не только различной полнотой стратиграфического разреза, но и разным типом складчатых и разрывных нарушений.

В истории развития этих трех структур значительную роль играли крупные разломы. Это главным образом меридиональные системы, развитые в областях сочленения. Их возраст определяется временем образования прогиба, в борту которого они расположены.

Глава VI

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ В СТРУКТУРЕ МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЗМА И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Проблема соотношения магматизма с тектоникой при изучении конкретного района содержит две задачи, которые могут быть выяснены геологическими методами: 1) каково положение магматических образований в современной тектонической структуре; 2) какие возрастные соотношения между проявлением той или иной формы магматизма и структурой. Первая задача может быть выяснена путем картирования, сопровождающегося специальными наблюдениями над соотношениями магматизма со складками и разломами. Вторая — включает более широкий круг специальных наблюдений.

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ В СТРУКТУРЕ МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Тектоническое положение гранито-гнейсов, гранитов, сиенитов, диоритов и гранодиоритов было выяснено выше, в главах «Геология гранитоидов Южного Улутау» и «Тектоника». Гранито-гнейсы, образовавшиеся, как было показано выше, в результате гранитизации пород дюсембайской и тумурзинской свит, непосредственно участвуют в строении складчатых форм антиклинория. Гранито-гнейсы слагают восточные крылья Куламбайской, Жаункарской и Бозингенской антиклиналей. Наряду с гнейсами они образуют крылья Бастюбинской антиклинали и развиты в ядре Южно-Дюсембайской и в осевой части Северо-Дюсембайской антиклиналей.

Массивы гранитов залегают в ядрах Актаской, Куламбайской, Жаункарской и Бозингенской антиклиналей. В плане контакты массивов согласны с простирающими вмещающих пород, а их формы подобны формам антиклиналей. В деталях они являются не полностью согласными телами, так как в их контактах не всегда находятся одни и те же горизонты пород.

Плоскости западных контактов этих массивов, за исключением Актаского, более крутые, чем плоскости восточных. В Актаском массиве восточный контакт на интервале от сая Тумурза до верховьев сая Северный Сары-Булак определяется Актасским разломом. Севернее, в Усгырлытау, форма гранитного массива подчинена периклинальному замыканию Актаской антиклинали.

Массив сиенитов приурочен к Бастюбинской антиклинали. Его структурное положение подобно положению массивов гранитов. При общем согласном в плане простирании линии контакта и вмещающих пород, в ряде участков наблюдаются небольшие апофизы сиенитов,

ориентированные также по простираанию пород. В связи с крутыми падениями в крыльях Бастюбинской антиклинали форма массива, по-видимому, близка к штокообразной.

Массивы диоритов залегают в Центральной и Куамбайской синклиналях. Первый имеет в плане овальную форму и заполняет почти всю Центральную синклиналь. Контакты массива в целом согласны со структурой синклинали. Асимметричная форма синклинали находит отражение в различиях строения западного и восточного эндоконтактов диоритового массива. В крутом восточном контакте мезократовые диориты резко сменяются параамфиболитами, а в более пологом западном широкая зона меланократовых диоритов постепенно сменяется породами тумурзинской свиты.

Кантюбинский массив также в целом залегает согласно по отношению к Куамбайской синклинали, но он занимает лишь более погруженную северо-западную ее часть. При общем согласном в плане залегании диоритов и вмещающих пород, диориты в виде апофиз выклиниваются при воздымании шарнира синклинали. Западный и северный контакты диоритов ограничены разрывными нарушениями, в которых диориты заметно катаклазированы. Мелкие тела диоритов к югу от Кантюбинского массива и в районе сая Итас расположены в складчатых формах, развитых на этих участках.

Как уже было отмечено, особое тектоническое положение занимают интрузии более молодых гранодиоритов Татпенско-Ащилысайской группы. Они расположены в западной части антиклинория и приурочены к серии меридиональных разломов. Тела гранодиоритов распространены лишь в той части района, где разломы пересекают докембрийскую складчатую структуру, перекрытую наложенными палеозойскими мульдами.

Таким образом, в антиклинории могут быть выделены две группы гранитоидных пород. Одна из них подчинена складчатым структурам. В нее входят докембрийские гранито-гнейсы, граниты, сиениты и диориты. Вторая группа пород приурочена к разрывным нарушениям и представлена нижнепалеозойскими гранодиоритами.

Группа пород, подчиненная складчатым структурам, в своем расположении тяготеет к той части антиклинория, которая длительно развивалась как осевая часть структуры. Вторая группа пород, более поздних по времени становления по сравнению с первой группой, приурочена к той области антиклинория, которая была переработана в результате более поздних движений.

Ведущая роль складчатых структур в размещении протерозойских гранитоидов в изучавшемся районе не представляет исключительного явления. Например, Н. Г. Маркова (1956) указывает на приуроченность протерозойских гранито-гнейсов района Бет-Пак-Далы (Центральный Казахстан) к положительным структурам областей поднятий и на связь массивов с отдельными антиклинальными формами. По-видимому, аналогично тектоническое положение гранитов архея Восточной Сибири, описанное Н. В. Фроловой (1953). Она отмечает, что в архейском комплексе формы складок третьего порядка относительно просты и имеют средние углы падения $40-60^\circ$. Большей частью это симметричные, реже — запрокинутые складки с длиной волны 1—5 км. В сводовых частях их распространены аляскиты. Они окружены гранитами, обогащенными, в зависимости от состава окружающих гнейсов, биотитом, роговой обманкой или пироксеном. По периферии согласных гранитных тел развиты зоны мигматизированных гнейсов. Гранитизация, возникшая сразу во многих центрах, привела к образованию большого числа согласных тел аляскитов. Окаймляющие же их граниты с цветными минералами, мигматиты и различные гнейсы, за-

легающие в крыльях, по мнению Н. В. Фроловой, являются в различной степени «неогранитизированными» породами.

При преобладающем развитии гранито-гнейсов в антиклинальных структурах, на поднятиях они образуются и в ядрах синклиналей. Интересный пример такого положения описан Эккелманом и Полдervартом (Eckelman, Poldervaart, 1957) в районе гор Бертут (штаты Монтана и Вайоминг). Центральная часть крупной синклинали сложена гранито-гнейсами, тогда как в крыльях распространены биотитовые, биотит-роговообманковые и микроклин-биотитовые мигматиты, параамфиболиты, биотитовые сланцы и кварциты докембрийского возраста. Углы падения пород в крыльях синклинали 60—80°. Между гранито-гнейсами и парапородами существуют постепенные переходы, а гнейсовидность первых параллельна слоистости во вторых. Таким образом, и в этом примере в крыльях распространены разнообразные парапороды, а в ядре складки — гранито-гнейсы.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЗМА И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Среди петрографов, обсуждающих проблему развития гранитоидного магматизма в процессе формирования тектонической структуры, широко распространены представления о кратковременных этапах интрузивной деятельности. В зависимости от времени формирования интрузий по отношению ко времени образования складчатости выделяются синорогенные и посторогенные образования. Представление о кратковременности этапов проявления интрузий соответствует понятию о фазах складчатости.

Ю. А. Кузнецов (1953) полагает, что зарождение кислой гранитной магмы, по-видимому, приурочено к наиболее напряженным фазам геосинклинального складкообразования, а поднятие магмы в верхние слои литосферы происходит по завершении процесса складкообразования. Складчатость и дислокационный метаморфизм вызваны сжатием. Представления Ю. А. Кузнецова о «рождении» магмы в подвижных зонах одновременно со складчатостью разделяет Д. С. Коржинский. Однако он полагает, что это «возникновение магмы происходит главным образом в зонах более глубоких, чем те, которые благодаря размыву становятся доступными нашему наблюдению» (1945, стр. 143).

Для выяснения положения магматизма и оруденения в процессе складкообразования тектонической основой в построениях Ю. А. Билибина (1955) является представление о геосинклинальном этапе и этапе складчатого пояса, с последующим разделением их на начальный, ранний, средний, поздний и конечный этапы. При этом внедрение крупных гранитоидных интрузий совпадает с интенсивной складчатостью во время превращения геосинклинали в складчатый пояс. Это этап сравнительно кратковременный.

Существенно изменив и дополнив схему Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецов (1960) отмечает, что конкретные геосинклинальные зоны развиваются по-разному, и в постгеосинклинальную стадию в разной мере проявляется мобильность подвижного пояса. В зависимости от ее интенсивности возникают те или иные магматические формации. Выделяя четыре формации, с которыми ассоциируют гранитоидные породы, Ю. А. Кузнецов (1961) указывает, что батолитовая гранитная ассоциация приурочена к областям поднятий и к участкам земной коры с орогенным режимом. Только в этих случаях возникает метасоматическая гранитизация и магматическое замещение.

На гетерогенное происхождение гранитных пород на разных этапах развития земной коры, на основе существенно иных тектонических

построений указывают также В. Н. Козеренко и Е. М. Лазько (1956). По их мнению, для раннего пангеосинклинального этапа развития характерно образование метасоматических, палингенных и интрузивных гранитов. В поздний этап, во время дифференциации пангеосинклинальной области на платформенные и геосинклинальные участки, развиваются три генетических типа гранитов. Один тип возникает в глубинных условиях и сопровождается образованием инъекционных гнейсов, второй тип — крупных батолитов — образуется в связи с этапами активных складчатых движений, третий тип — рапакиви — является платформенным или полуплатформенным образованием.

Заслуживают внимания работы Г. Г. Рида, в которых обосновывается выделение гранитных серий в процессе развития региона. Г. Г. Рид (1957) в своих построениях исходит из представления о кристаллическом основании (фундаменте) и подвижном поясе, сложенном геосинклинальными накоплениями. Складчатость и гранитизация в фундаменте протекает одновременно. При этом интенсивно развиваются пластичные деформации, гранитные инъекции и метаморфизм. Большую роль играет диффузный гранитный материал. В последующем орогенезе кристаллическое основание может быть вторично активизировано. Г. Г. Рид отмечает, что в результате гранитизации, возникновения куполов и воздыманий этот пластичный преобразованный субстрат «может оторваться от своих корней и стать интрузией» (1957, стр. 433). Таким образом, на более высоких уровнях по сравнению с кристаллическим основанием могут образоваться гранитные тела. Как общепризнанное положение Г. Г. Рид приводит мнение о том, что появление гранитных пород любого происхождения связано с глубоким погружением региона. В течение орогенеза основание становится пластичным и появляется диффузный гранитный материал. Автор высказывает предположение о его симатическом происхождении.

В целом процесс развития гранитных пород во времени начинается от аутохтонных гранитов, сопровождавшихся мигматитами, к парааутохтонным гранитам, далее — к интрузивным магматическим гранитам и гранитным плутонам. Этот комплекс разновозрастных гранитных образований Г. Г. Рид (1957) называет гранитной серией.

Интервал времени формирования гранитной серии, очевидно, достаточно велик, так как поздние ее члены внедряются в посторогенные отложения. В качестве примера такой серии Г. Г. Рид приводит гранитную серию Шотландских нагорий, где гальки ранних членов мигматитов Мойна и Дэлредиа на находятся в конгломератах древнего красного песчаника, который, в свою очередь, прорван более поздними гранитоидами.

В. С. Соболев, хотя и не рассматривает современные петрологические теории и гипотезы в связи с геологическими явлениями, совершенно правильно отмечает, что «при построении любой схемы процесса и создании любой гипотезы необходимо помнить, что физико-химический процесс образования горной породы является геологическим процессом, происходящим в тесной взаимосвязи со всей геологической историей земной коры. Только в этой взаимосвязи и может быть разрешена проблема образования магматических пород...» (1957, стр. 308).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА МАЙТЮБИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Анализ истории геологического развития Майтюбинского антиклинория показал, что в докембрии в геосинклинальный этап развития складчатая структура формировалась длительно. Особенно же интен-

сивно складкообразование происходило во вторую половину нижнего протерозоя и в первую половину верхнего протерозоя. Отсутствие повсеместных перерывов и резко выраженного изменения структурного плана в течение докембрия и нижнего палеозоя свидетельствует, что кратковременных фаз складчатости не было. В связи с четкой приуроченностью гранитоидов к складчатой структуре и ее длительным формированием возникает предположение о продолжительности процесса образования гранитоидов. Очевидно при этом, что в каждом конкретном случае возраст интрузий, определенный геологическими методами, указывает на время внедрения как на конечный результат становления массива.

Для гранитоидов Южного Улутау известны следующие геологические данные: 1) нахождение гальки гранитизированных пород в основании разреза верхнего протерозоя в конгломератах сарысайской свиты; 2) распространение гальки гранитов в конгломератах улутауской свиты нижнего кембрия; 3) широкое распространение гранитизированных пород в разрезах дюсембайской и тумурзинской свит; 4) возникновение гранофилов в породах сарысайской свиты и контактово измененных разностей в этой свите; 5) развитие пертитов замещения в гранитах и породах экзоконтакта; 6) постепенные переходы между гранито-гнейсами и гранитами в южной части района, и, наконец, 7) тесная пространственная приуроченность гранито-гнейсов, гранитов, сиенитов и диоритов к складчатым структурам, а гранодиоритов — к зонам разломов. Для последних известны активные контакты с породами ордовика.

На основании имеющихся данных можно предположить, что в конце нижнего протерозоя в результате формирования Майтубинского геоантиклинального поднятия возникли локальные участки гранитизации. С появлением областей размыва гранитизированные породы отложились в виде гальки в конгломератах сарысайской свиты. В связи с продолжавшимся ростом относительных поднятий и прогибаний, вероятно, происходило дальнейшее развитие процесса гранитизации, которое привело к частичному палингенезу в ядрах поднятий. Наблюдения над постепенными переходами между гранито-гнейсами и гранитами дают основание предполагать, что процесс гранитизации и образование гранитов связаны во времени. Активные контакты гранитов с породами сарысайской свиты свидетельствуют о верхнепротерозойском возрасте гранитов. Таким образом, возможно предположить, что процесс гранитизации, начавшись в нижнем протерозое, продолжался и в начале верхнего протерозоя. В области наиболее интенсивного поднятия он, видимо, сменился палингенезом, приведшим к образованию пород с микроструктурами интрузивного облика.

Как происходило нарастание интенсивности гранитизации пород в процессе формирования структуры, можно попытаться выяснить путем последовательного сравнения все более и более измененных пород в разных частях структуры. Соотношения между структурным положением неизмененных и слабо гранитизированных пород хорошо представлены в разрезе Кантюбинской антиклинали. Этот разрез особенно благоприятен тем, что он сложен достаточно однообразным комплексом порфиридов, первоначально близких между собой по микроструктурам и составу. В западной части разреза порфириды слагают антиклинальную складку (см. фиг. 57). В западном крыле ее порфириды несогласно перекрыты отложениями тумурзинской свиты. Восточное крыло известно на расстоянии 2,0—2,5 км. Далее к востоку порфириды слагают ядро синклинальной складки. Восточнее породы сильно смяты, и изображенные на профиле сжатые складки лишь при-

близительно отражают строение этой части структуры. В данном случае важно, что породы залегают с крутыми падениями.

По профилю вкрест простираения складок Кантюбинской антиклинали (в широтном направлении) были взяты образцы порфиroidов. При изучении их под микроскопом замечено, что интенсивность развития кристаллобластических участков в более или менее однородной по составу толще порфиroidов проявилась различно. В ядрах как антиклинальной, так и синклинальной складок (см. фиг. 57, а, г) на фоне тонкозернистой (0,02—0,04 мм) основной массы породы возникли участки с более крупнозернистой кристаллобластовой структурой (размеры зерен 0,15—0,30 мм). В порфиroidах, залегающих в крыле со средними углами падения (фиг. 57, б, в), перекристаллизация выражена слабее (размеры зерен 0,04—0,1 мм). В восточной части разреза в сжатых складках (см. фиг. 57, д, е) породы также перекристаллизованы относительно слабо (размер зерен 0,05—0,1 мм). Очевидно, условия для перекристаллизации наиболее благоприятны в осевых частях складок, в то время как на крыльях бластические явления развиваются слабее, особенно при крутых падениях.

Интересно, что метасоматические изменения в породах этого разреза проявлены также лишь в осевых частях складок. Они выражены в появлении широкотаблитчатого мусковита, развитого по плагиоклазу, и в частном замещении этих минералов метасоматическим микроклином. В первичных вкрапленниках калиевого полевого шпата появляется нечеткая микроклиновая решетка, а в основной ткани породы — мелкие инъекционные обособления микроклина с волнистым погасанием.

Выше, при анализе размещения гранито-гнейсов в складчатой структуре, было отмечено, что значительно гранитизированные породы, превращенные в гранито-гнейсы, наблюдаются в осевой части Северо-Дюсембайской и в ядре Южно-Дюсембайской антиклиналей, т. е. приурочены к восточным положительным структурам. В то же время в Бастюбинской, Куамбайской, Жаункарской и Бозингенской антиклиналях гранито-гнейсы распространены в крыльях этих структур, тогда как ядра сложены гранитами или сиенитами. Таким образом, интенсивно гранитизированные породы развиты в той части крупной структуры, которая длительно развивалась как поднятие.

В процессе гранитизации происходили не только явления перекристаллизации и метасоматические изменения минералов, но и структурные превращения калинатрового полевого шпата.

Нами была сделана попытка выяснить распределение различных типов микроклина в зависимости от положения пород в той или иной части тектонической формы. Изучение особенностей распространения в разной степени четкорешетчатых типов микроклинов I и II показало, что степень четкости микроклиновой решетки не находится в прямой зависимости от интенсивности гранитизации пород. Так, иногда в гнейсах она более ясно выражена, чем в гранито-гнейсах.

В северной части Южно-Дюсембайской антиклинали было взято около 50 образцов пород для изучения типов калинатрового полевого шпата (фиг. 58). Микроклин I с характерным тонким полисинтетическим двойникованием развит как в гнейсах, так и в гранито-гнейсах, но в породах, слагающих крылья складки, он имеет отчетливую микроклиновую решетку, а в ядре — нечеткую. Микроклин II с грубой решеткой приурочен главным образом к осевой части складки. Распределение минералов с нечетко-полисинтетически двойниковым и с отчетливым строением аналогично таковому в микроклине I.

Распределение наиболее четко решетчатых микроклинов в крыльях складок находит объяснение в предположении А. Н. Винчелла и



Фиг. 58. Распределение разных типов микроклина в гранито-гнейсах и гнейсах Южно-Дюсембайской антиклинали.

1 — диориты; 2 — породы сарысайской свиты; 3—4 — породы тумурзинской свиты; 5 — гнейсы и гранито-гнейсы; 6—7 — микроклин I типа нечетко и четко решетчатый; 8—9 — микроклин II типа — нечетко и четко решетчатый; 10 — разрывные нарушения; 11 — элементы залегания; 12 — места взятия образцов

Г. Винчелла (1953), что давление благоприятствует переходу ортоклаза — моноклинного нерешетчатого минерала — в микроклин, обладающий характерной отчетливой решеткой.

Выявленная зависимость морфологических особенностей микроклина от положения в структуре дает основание считать, что при более детальном изучении других породообразующих минералов в процессе гранитизации, в зависимости от положения их в тектонической структуре, могут быть также установлены некоторые особенности.

Рассматривая историю развития гранитоидного магматизма, следует остановиться на возрастном положении сиенитов и диоритов. К сожалению, нет прямых геологических данных о времени их образования. Однако, как было отмечено выше, они занимают такое же положение в структуре, как и массивы гранитов. К тому же расположение сиенитов среди пород, богатых щелочными полевыми шпатами, а диоритов — среди пород с большим количеством цветных минералов позволяет предполагать, что в образовании этих гранитоидов, так же

как и гранитов, большую роль играли процессы палингенеза. Эти петрологические и структурные черты сходства сиенитов и диоритов с гранитами позволяют, в свою очередь, считать, что все эти гранитоиды являются разновозрастными верхнепротерозойскими образованиями.

Гранодиориты Татпенско-Ащилысайской группы, занимающие иное структурное положение, являются нижнепалеозойскими образованиями. Их внедрение происходило в более поздний этап развития Байконурского синклинория. Диоритовая магма, возникшая палингенным путем, во время формирования Майтубинского геоантиклинального поднятия могла быть «магматическим очагом» для более молодых интрузий, внедрившихся по разломам. Таким образом, формирование диоритовых — гранодиоритовых гранитоидов Южного Улутау занимало большой интервал времени, включающий часть верхнего протерозоя, рифей и нижний палеозой.

Длительность формирования структур Майтубинского антиклинория отражена и в длительности процесса гранитизации палингенных и интрузивных образований. Гранитизация в пределах поднятия проявлялась избирательно в структурах первого порядка — в ядрах синклиналей и антиклиналей. Вероятно, этот процесс не был непрерывным. Его нарастание связано с оформлением поднятия в целом и с дифференцированием на отдельные структуры в его пределах.

Таким образом, развитие магматизма во времени в Южном Улутау происходило в такой последовательности: гранитизация, ведущая к возникновению гнейсов, гранито-гнейсов и диорито-гнейсов, палингенез с образованием гранитов, сиенитов и диоритов, последующее внедрение магмы в более молодые комплексы пород и формирование интрузий гранодиоритов.

С достаточным основанием можно полагать, что образование палингенных гранитов, сиенитов и диоритов могло происходить одновременно, так как для всех массивов характерна связь со складчатыми формами и с составом слагающих их пород. В то же время из работ В. С. Коптева-Дворникова (1952) и других хорошо известна для палеозойских гранитоидов определенная последовательность внедрения интрузивных пород от более основных к кислым. В Улутау эта последовательность в палеозойских интрузиях также подтверждается. Донижнедевонскими образованиями являются гранодиориты Татпенско-Ащилысайской группы, горы Сарытау, Улутау. Более поздними — интрузии лейкократовых аляскитовых гранитов Улутау.

Г. Г. Рид (1957), рассматривая вопрос о времени формирования гранитной серии, отмечал, что оно соответствует истории развития орогена, включая промежутки времени, соответствующие крупным несогласиям. Как пример такой серии Г. Г. Рид приводит мигматиты Мойна и Дэлрэдиана «каледонской» гранитной серии Шотландских нагорий и более поздние члены ее, прорывающие слои древнего красного песчаника. Он указывает, что каледонский орогенез во времени не может отвечать лишь тем событиям, которые происходили в течение немногих сотен тысяч лет в конце силура, а должен быть приурочен ко всему времени формирования присущей ему гранитной серии. «Признание гранитной серии требует более широкого представления об орогенезе» (1957, стр. 441).

По существу, гранито-гнейсы и граниты Южного Улутау — члены такой серии. Вероятно, наиболее молодыми ее членами являются аляскитовые граниты, известные севернее, в горах Улутау, сформировавшиеся в орогенную стадию развития этой области. С другой стороны, такой же серией являются диориты и гранодиориты Южного Улутау и, возможно, гранодиориты гор Сарытау и Улутау. Изна-

чальное различие состава гранитов и диоритов, по-видимому, заложено в разном составе пород, подвергшихся гранитизации и палингенезу.

Длительность развития магматизма, сопровождающего формирование глубинных структур, была выявлена Н. А. Штрейсом (1951) на примере зеленокаменной полосы Среднего Урала. На основании анализа фациальных изменений в фаунистически охарактеризованных отложениях готландия и девона Н. А. Штрейс показал, что Тагильско-Исовское срединное антиклинальное поднятие и смежные с ним Кабанский и Красноуральский прогибы возникли в процессе формирования этих отложений.

Рассматривая магматические проявления зеленокаменной полосы Среднего Урала, Н. А. Штрейс (1951) отмечал, что кислые (щелочные) эффузивные и интрузивные образования приурочены к области срединного антиклинального поднятия, а основные породы — к областям смежных синклинальных прогибов. Такая закономерность в размещении магматических образований, по мнению Н. А. Штрейса, связана с длительной жизнью магматического очага на протяжении всей истории развития геосинклинали зеленокаменной полосы. В результате дифференциации и перераспределения магматических масс более легкие кислые магмы устремлялись к сводам воздымавшихся поднятий, и, в зависимости от условий проницаемости, возникали интрузивные или эффузивные образования. Весь комплекс эффузивных пород и интрузий габбро-перидотитовой формации тесно связан с тектоническими движениями, повлекшими за собой формирование геосинклинали зеленокаменной полосы в течение готландия и девона.

ВЫВОДЫ

1. Структурно-фациальный анализ докембрийских образований Южного Улутау показал, что формирование складок первого порядка было конседиментационным и происходило длительно. В нижнем протерозое это были относительные прогибы и поднятия, возникшие в процессе осадконакопления и особенно интенсивно развивавшиеся в тумурзинское время. В верхнем протерозое их дальнейший рост сопровождался частичным размывом в связи с общим поднятием Майтюбинского антиклинория и отразился в изменениях мощностей и фаций сарысайской и татпенской свит на крыльях Карсакпайского синклинория.

2. Исследование складчатой структуры антиклинория дает возможность заключить, что в его пределах развиты простые по форме антиклинали и синклинали. Они в некоторых местах осложнены мелкими интенсивными складками, морфология которых зависит от физических особенностей пород и от величины углов падения крыльев структур первого порядка.

3. Изучение гранитизированных пород Южного Улутау позволило выяснить, что процесс гранитизации выразился в собирательной перекристаллизации, сопровождавшейся метасоматическими преобразованиями. Поэтому в зависимости от различий составов исходных пород наблюдаются существенные вариации состава и структур гранито-гнейсов. Этот процесс в целом был наиболее интенсивным в осевой части антиклинория и в деталях контролировался складчатыми формами первого порядка. Наибольшее преобразование пород проявилось в ядрах складок, меньшее — в их крыльях.

4. На основании изучения петрографических особенностей и структурного положения гранитов, сиенитов и диоритов выяснено, что они залегают согласно в ядрах складок, среди пород, соответственно близких им по химическому составу. На основании этих данных и наблюдений над постепенными переходами между гранитами и гранито-гнейсами, между диоритами и диорито-гнейсами можно предположить, что граниты, сиениты и диориты возникли палингенным путем «на месте».

5. Сопоставление геологических данных о возрастном положении гранитоидов, с одной стороны, и о истории формирования складчатой структуры, с другой, позволяет предполагать, что превращение первичных пород в породы гранитного состава происходило в тесной связи с формированием складчатой структуры, и, по-видимому, процессы гранитизации и палингенеза были протяженными во времени. Они охватывали конец нижнего протерозоя и первую половину верхнего протерозоя. Интрузивная форма магматизма проявилась лишь в конце нижнего палеозоя, в виде трещинных интрузий гранодиоритов, во время осложнений складчатой структуры антиклинория разрывными нарушениями.

Образование складчатой структуры и процессы формирования гранитоидов вызваны, по-видимому, энергией глубинных явлений и связаны между собой парагенетически, как преобразования вещества и формы земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Айнберг Л. Ф. Приазовский щелочной массив.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 196.
- Баклунд Х. Проблема гранитизации. В кн.: «Проблемы образования гранитов». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, сб. 41.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Боголепов В. Г. К пересчету химических анализов пород при изучении метасоматических процессов.— Научн. докл. высш. школы, геол.-геогр., 1958, № 4.
- Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутавского района западной части Центрального Казахстана.— Труды Всес. научн.-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1955, 6.
- Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных — щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
- Бутова Е. Л. Щелочные и нефелиновые сиениты Карсакпайского района.— Записки Всес. минер. об-ва, 1937, вып. 4.
- Васильченко С. Ф. О плагиоклазах из пород контактной зоны Ундинской гранодиоритовой интрузии Восточного Забайкалья.— Записки Всес. минер. об-ва, 1955, 84, вып. 2.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1953.
- Вишневская И. И. К вопросу о происхождении гнейсов Атасуйского района (Центральный Казахстан).— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1957, 31.
- Власенко А. В. Щелочной комплекс южной части Ильменских гор. Автореф. дисс., 1952.
- Геологический словарь. Т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Геология СССР. Т. 20. Восточный Казахстан. М., Госгеолтехиздат, 1941.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов.— Записки Всес. минер. об-ва, 1956, 85, вып. 2.
- Дембо Т. М. Классификация и происхождение гибридных метатектических (мigmatических) пород контактовых зон интрузивных массивов.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1960, № 1.
- Добрынин В. М., Сигитова Е. М. Находки кембрийских трилобитов в Джезказган-Улутавском районе.— Докл. АН СССР, 1961, 139, № 6.
- Елисеев Н. А. Гранитизация и метасоматические граниты.— Вестник Ленингр. ун-та, 1951, № 5.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1959.
- Ефремова С. В. О явлениях перекристаллизации и метасоматоза в кислых эффузивах на контакте с Восточно-Коунрадской гранитной интрузией (Центральный Казахстан).— Труды Ин-та геол. рудных месторожд., петрогр., минер. и геохим. АН СССР, 1958, вып. 21.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона.— Труды Центр. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1937, вып. 96.
- Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерки Ильменского минералогического заповедника и его копей. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Заварицкий А. Н. О геологическом изучении интрузий на Урале. В кн.: «Труды Уральской научной конференции». М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., 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, 32, вып. 1.
- Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.
- Кассин Н. Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана. — Проблемы сов. геологии, 1937, № 8.
- Кассин Н. Г. Докембрий Казахстана. — Сов. геология, 1938, № 11.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1947.
- Книппер А. Л. Геосинклинальные фосфориты в Южном Улутау Центрального Казахстана. — Докл. АН СССР, 1957, 115, № 3.
- Книппер А. Л. О стратиграфии нижнепалеозойских отложений Южного Улутау (Центральный Казахстан). — Сов. геология, 1959, № 10.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан). — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 90.
- Козеренко В. Н., Лазько Е. М. К вопросу о геологических условиях формирования гранитоидов. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 2—3.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 148, петрогр. серия, № 44.
- Коржинский Д. С. О плутоно-метаморфизме. — Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 4.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя Балтийского щита. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1955, вып. 5.
- Кратц К. О. Некоторые вопросы палингенеза и гранитообразования в докембрии и связанной с ними эндогенной минерализации. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 108, геол. серия (№ 36).
- Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология. В кн.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края. — Материалы по геол. Зап. Сибири, 1941, вып. 5.
- Кузнецов Ю. А. Енисейский край. — Труды Лабор. докембрия АН СССР, 1952, вып. 1.
- Кузнецов Ю. А. К проблеме происхождения магматических пород. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитоидов и проблема происхождения гранитов и гранитных магм. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Тезисы докладов к симпозиуму, посвященному Ф. Ю. Левинсону-Лессингу». М., 1961.
- 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.
- Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклинория. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 72.
- Маркова Н. Г. О возрасте и положении в структуре интрузии Бетпак-Далы. — Сов. геология, 1956, сб. 51.
- Марфунин А. С. О петрографическом значении структурных превращений в полевых шпатах. — Сов. геология, 1956, сб. 51.
- Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Под ред. В. А. Николаева. Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Николаев В. А. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.

- Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов Карсакпая. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Половинкина Ю. Ир. Что такое гнейс? В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Половинкина Ю. Ир. Проблемы образования гранита.— Материалы Всес. научн.-исслед. геол. ин-та, 1957, № 21.
- Резолюция Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (12—17 мая 1958 г.). Алма-Ата, 1958.
- Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах. В кн.: «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Рид Х. Размышления о граните. В кн.: «Проблемы образования гранитов». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Рид Х. Граниты и граниты. В кн.: «Проблемы образования гранитов». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1950.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. Тектоника СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Сатпаев К. И. Карсакпайское железорудное месторождение.— «Народное хоз-во Казахстана», 1935, № 2.
- Соболев В. С. Материалы по петрографии метаморфических и изверженных пород Карсакпайского района.— Записки Всес. мин. об-ва, 1938, 67, вып. 1.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростельского плутона. Изд-во Львовск. ун-та, 1947.
- Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород.— Записки Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 2.
- Судовиков Н. Г. Метасоматические граниты.— Вестник Ленингр. ун-та, 1950, № 10.
- Судовиков Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование.— Вестник Ленингр. ун-та, 1959, № 6.
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1951.
- Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива.— Сов. геология, 1956, сб. 51.
- Трусова И. Ф. 1. Гранитизация и метаморфизм докембрийских образований Центрального Казахстана. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 14. М., 1960.
- Трусова И. Ф. 2. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. В кн.: «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. 1. Алма-Ата, 1960.
- Трусова И. Ф. Явления полиметаморфизма в кристаллических сланцах докембрия Центрального Казахстана.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1961, № 1.
- Филатова Л. И. К стратиграфии докембрийских образований.— Сов. геология, 1956, сб. 52.
- Филатова Л. И. Порфиروبластовые плагиоклазовые гнейсы Улу-Тау (Центральный Казахстан).— Вестник Моск. ун-та, 1961, № 2.
- Филатова Л. И. Докембрий Улу-Тау. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962.
- Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Фролова Н. В., Завалишин М. А. Материалы по изучению геологической истории докембрия Восточной Сибири.— Труды Иркутск. ун-та, 1959, 14, вып. 4.
- Хорев Н. А. О складках течения в метаморфических толщах Юго-Западного Памира.— Материалы Всес. научн.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 8.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана. В кн.: «Материалы по геологии Центрального Казахстана. Итоги работы Центральной Казахстанской комплексной экспедиции». М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
- Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. В кн.: «Тектоника СССР», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Штрейс Н. А. 1. 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 Казах. ССР, 1960.
- Штрейс Н. А. 2. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8. М., 1960.

- Шульц С. С., Брунс Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитовых в частности (по материалам исследования Западного Беломорья).—Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1957, вып. 7.
- Яговкин И. С. Джезказганский район.—Изв. Геол. ком., 1927, 66, № 7.
- Яговкин И. С. Геологический очерк Джезказгано-Улутавского района. В кн.: «Большой Джезказган». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935. (Труды Казах. базы АН СССР, вып. 7).
- Eckelmann F. D., Poldervaart A. Geologic evolution of the Beartooth mountains, Montana and Wyoming.—Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68, № 10.
- MacGregor M., Wilson G. On granitization and associated processes.—Geol. Mag., 1939, 76, № 900.
- Mehnert K. K. Der gegenwartige Stand des Granitproblems.—Fortschr. Miner., 37, H. 2. Stuttgart, 1959.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. История изучения докембрийских образований Южного Улутау	7
Глава II. Стратиграфия докембрийских отложений	15
Боровская серия	16
Дюсембайская свита	16
Петрографическая характеристика пород дюсембайской свиты	22
Тумурзинская свита	26
Петрографическая характеристика пород тумурзинской свиты	33
Карсакпайская серия	38
Сарысайская свита	38
Петрографическая характеристика пород сарысайской свиты	42
Татпенская свита	45
Белкудукская свита	48
Кумолинская свита	49
Керегетасская свита	50
Бурмашинская свита	51
Карсакпайская свита	52
Ерементауская серия	53
Лакбайская свита	53
Акшокинская свита	54
Особенности разреза докембрия Южного Улутау	54
Сопоставление докембрийских отложений Улутау	56
Глава III. Нижний палеозой	58
Кембрийская система — нижний отдел	58
Улутауская свита	58
Жалтауская свита	58
Булантинская свита	59
Ордовикская система — средний и верхний отделы	59
Нижняя дулыгалинская свита	59
Обоснование возраста докембрийских отложений	60
Глава IV. Геология гранитоидов Южного Улутау	61
Термины и определения	61
Гнейсы и гранито-гнейсы	64
Гранитизированные породы дюсембайской свиты	65
Гранитизированные породы тумурзинской свиты	73
Химизм процесса гранитизации	79
Особенности процесса гранитизации пород Южного Улутау	85
Граниты	88
Бозингенский массив	88
Жаункарский массив	88
Куламбайский массив	90
Актасский массив	91
Массив Усгырлытау	94
Основные петрографические особенности гранитов	95
Генезис и возраст гранитов	97
Щелочные и нефелиновые сиениты Карсакпайского массива	101
Генезис и возраст сиенитов	110
Диориты и гранодиориты	112
Майтюбинский массив	113
Кантюбинский массив	117
Мелкие массивы диоритов	120
Гранодиориты Татпенско-Ачилысайской группы	121
Массив Алтуайт	122
Массив сая Татпен	122
Генезис и возраст диоритов и гранодиоритов	123
Пластовые и жильные интрузии	127
Габбро-амфиболиты	127
Габбро и габбро-диабазы	128
Дайки кислого состава	129
Вопросы гранитизации	129

Глава V. Тектоника	133
Майтубинский антиклинорий	133
Некоторые методические вопросы	135
Строение Майтубинского антиклинория	139
Восточная часть антиклинория	154
Западная часть антиклинория	155
Карсакапский синклиорий	156
Соотношения между крупными и мелкими складчатыми формами	158
История развития Майтубинского антиклинория	159
Глава VI. Положение гранитоидов в структуре Майтубинского антиклинория и соотношении магматизма и складкообразования	168
Положение гранитоидов в структуре Майтубинского антиклинория	168
Возрастные соотношения магматизма и складкообразования	170
История развития гранитоидного магматизма Майтубинского антиклинория	171
Выводы	177
Литература	178

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. History of the study of Precambrian formations in Southern Ultau	7
Chapter II. Stratigraphy of Precambrian deposits	15
Borovsk series	16
Dusembaisk suite	16
Petrographic rock characteristics of Dusembaisk suite	22
Tumurzinsk suite	26
Petrographic rock characteristics of Tumurzinsk suite	33
Karsakpaisk series	38
Sarysaik suite	38
Petrographic rock characteristics of Sarysaik suite	42
Tatpensk suite	45
Belkuduksk suite	48
Kumolinsk suite	49
Keregetassk suite	50
Burmashinsk suite	51
Karsakpaisk suite	52
Ermentausk series	53
Lakbaik suite	53
Akshokinsk suite	54
Peculiarities of the Precambrian sequence in Southern Ultau	54
Correlation of Precambrian deposits in Ultau	56
Chapter III. Lower Paleozoic	58
Lower Paleozoic	58
Cambrian system, lower section	58
Ultau suite	58
Zhaltau suite	58
Bulantin suite	59
Ordovician system, middle and upper section	59
Lower Dulygalinsk suite	59
Age substantiation of Precambrian deposits	60
Chapter IV. Geology of granitoids in Southern Ultau	61
Terminology and determinations	61
Gneisses and granite-gneisses	64
Granitized rocks of Dusembaisk suite	65
Granitized rocks of Tumurzinsk suite	73
Chemism of the granitization process	79
Specific features in the process of rock granitization in Southern Ultau	85
Granites	88
Bozingensk massif	88
Zhaunkarsk massif	88
Kulambaik massif	90
Aktassk massif	91
Usgyrllytau massif	94
Main petrographic specific features of granites	95
Genesis and age of granites	97

Alkaline and nepheline syenites of Karsakpaisk massif	101
Genesis and age of syenites	110
Diorites and granodiorites	112
Maitubinsk massif	113
Kantubinsk massif	117
Minor diorite massifs	120
Granodiorites of Tatpenski-Aschilysaisk group	121
Altait massif	122
Sala Tatpen massif	122
Genesis and age of diorites and granodiorites	123
Sheet and vein intrusions	127
Gabbro-amphibolites	127
Gabbro and gabbro-diabases	128
Dikes of acid composition	129
Granitization problems	129
<i>Chapter V. Tectonics</i>	133
Maitubinsk anticlinorium	133
Some problems of methods	135
Structure of Maitubinsk anticlinorium	139
Eastern part of the anticlinorium	154
Western part of the anticlinorium	155
Karsakpaisk synclinorium	156
Relations between large and small folded forms	158
History of the development of Maitubinsk anticlinorium	159
<i>Chapter VI. The position of granitoids in the structure of Maitubinsk anticlinorium and relations between magmatism and folding</i>	168
The position of granitoids in the structure of Maitubinsk anticlinorium	168
Age relations between magmatism and folding	170
History of the development of granitoids magmatism in Maitubinsk anticlinorium	171
Conclusions	177
Bibliography	178

Татьяна Георгиевна Павлова

Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улугау

Труды геологического института, вып. 101

*Утверждено к печати Геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор Издательства Я. А. Галушко. Контрольный редактор С. Т. Попова.
Технический редактор О. М. Гуськова.

Сдано в набор 8/X 1963 г. Подписано к печати 31/III 1964 г.
Формат 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 11¹/₂ + 1 вкл. Усл. л. 16,54.
(16,2+0,34 вкл.) Уч.-изд. л. 15,6(15,3+0,3). Тираж 1100 экз.
Т-06105. Изд. № 2051. Тип. зак. № 5907. Темплан 1964 г. № 687.
Цена 1 руб. 08 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

Типография Издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
80	22 св.	64	62
84	табл. 7, 4 графа (VII) 14 стр. св.	3	33
110	табл. 11, графа 6 4 стр. св.	16,44	61,44
128	26 св.	37,2	57,2

1 р. 08 к.