

33
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ
ОБЛАСТИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР

1963

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Вып. 33

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Под редакцией
Ю. А. КУЗНЕЦОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК
1963

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый сборник посвящен характеристике некоторых магматических комплексов Алтае-Саянской складчатой области, изучавшихся в самое последнее время с позиций учения о формациях. Степень изученности их неодинакова, поэтому естественной является и различная степень детальности разработки вопросов, касающихся состава, условий образования и происхождения описанных магматических комплексов. Статьи А. П. Кривенко и А. Н. Павлова, Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника, С. Л. Халфина, В. Н. Смышляева написаны по материалам законченных работ и содержат, соответственно, более или менее определенные выводы. В статьях М. П. Кортусова, Г. В. Полякова и Г. С. Федосеева, А. Н. Дистановой, Е. С. Сергеевой, А. Ф. Белоусова и Ю. Н. Кочкина, наоборот, сообщаются только предварительные результаты исследования, и в них не столько решаются, сколько ставятся некоторые вопросы, касающиеся главным образом взаимоотношений описанного комплекса с другими, более известными, и отчасти вопросы их происхождения.

В обстоятельной статье А. П. Кривенко и А. Н. Павлова приводится подробная характеристика девонских эффузивных и интрузивных комплексов Тувинской межгорной впадины и достаточно убедительно доказывается субвулканическая природа последних. В статье Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника описан гипербазитовый комплекс южного Прибайкалья, являющийся непосредственным продолжением достаточно изученного и хорошо описанного ранее И. М. Волоховым, В. А. Кузнецовым и Г. В. Пинусом гипербазитового пояса Тувы. С. Л. Халфин в статье, посвященной сиенитам водораздела рек Туим и Карыш, детально описал крупный массив своеобразных щелочных сиенитов, которым ранее приписывался девонский возраст, заложили компонент сложного Когтахского габбро-монцит-сиенитового комплекса, имеющего нижнекембрийский возраст, что доказывается наличием гальки щелочных сиенитов в конгломератах верхов нижнего кембрия. М. П. Кортусов в своей статье описывает близкий по составу магматический комплекс, но приходит к выводу о значительно более юном — девонском — его возрасте. В. Н. Смышляев в небольшой статье дал прекрасную характеристику очень своеобразного комплекса *плаггиогранитов*, ассоциирующихся с габбро и близких по возрасту спилито-кератофировой формации нижнего кембрия Западного Саяна. С. Л. Халфин описал тот же комплекс, но в своеобразной субвулканической фации, причем комагматичность плаггиогранитов и эффузивных кварцевых кератофиров нижнего кембрия здесь доказывается особенно убедительно. Г. В. Поляков и Г. С. Федосеев выделили в районе Таят-Табратской группы железорудных месторождений интрузивный комплекс, образованный последовательными внедрениями магм меняющегося со-

ства, и близкий по возрасту средне- или верхнекембрийской (?) серии эффузивов, принадлежащей к существенно андезитовому формационному типу. В статьях А. Н. Дистановой и Е. С. Сергеевой сообщаются только предварительные результаты начатого ими исследования каледонского гранитоидного комплекса Кузнецкого Алатау, занимающего в этой структуре громадные площади и, по-видимому, широко распространенного также и по всему Восточному Саяну и Западному Приоайкалью. В этих статьях уточняется вопрос о петрографическом составе и объеме этого гранитоидного комплекса и ставится вопрос о ведущей роли в генезисе его процессов магматического замещения, ассимиляции и экзоконтактового магнезиального и щелочного метасоматоза магматической стадии. А. Ф. Белоусов и Ю. Н. Кочкин, детально исследовавшие эффузивные комплексы рифея и кембрия в Горном Алтае, в небольшой статье приводят петрохимическую характеристику трех разновозрастных эффузивных серий и доказывают, что химизм лав, извергавшихся в этой области в течение очень большого промежутка времени, менялся очень мало. Несколько особняком в сборнике стоят статьи И. В. Лучицкого и М. И. Волобуева, С. И. Зыкова и других. В первой статье автор пытается дать сравнительную характеристику как собственно щелочных магматических формаций, так и тех типов формаций, в которых щелочные породы присутствуют в подчиненном количестве, иногда в качестве необязательного компонента. В последней статье сборника приведены очень интересные и, видимо, вполне надежные результаты определения абсолютного возраста гранитоидных и некоторых других комплексов Енисейского кряжа, детально описанных ранее рядом исследователей.

Ю. А. КУЗНЕЦОВ.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДЕВОНСКОГО ПРОГИБА ТУВЫ

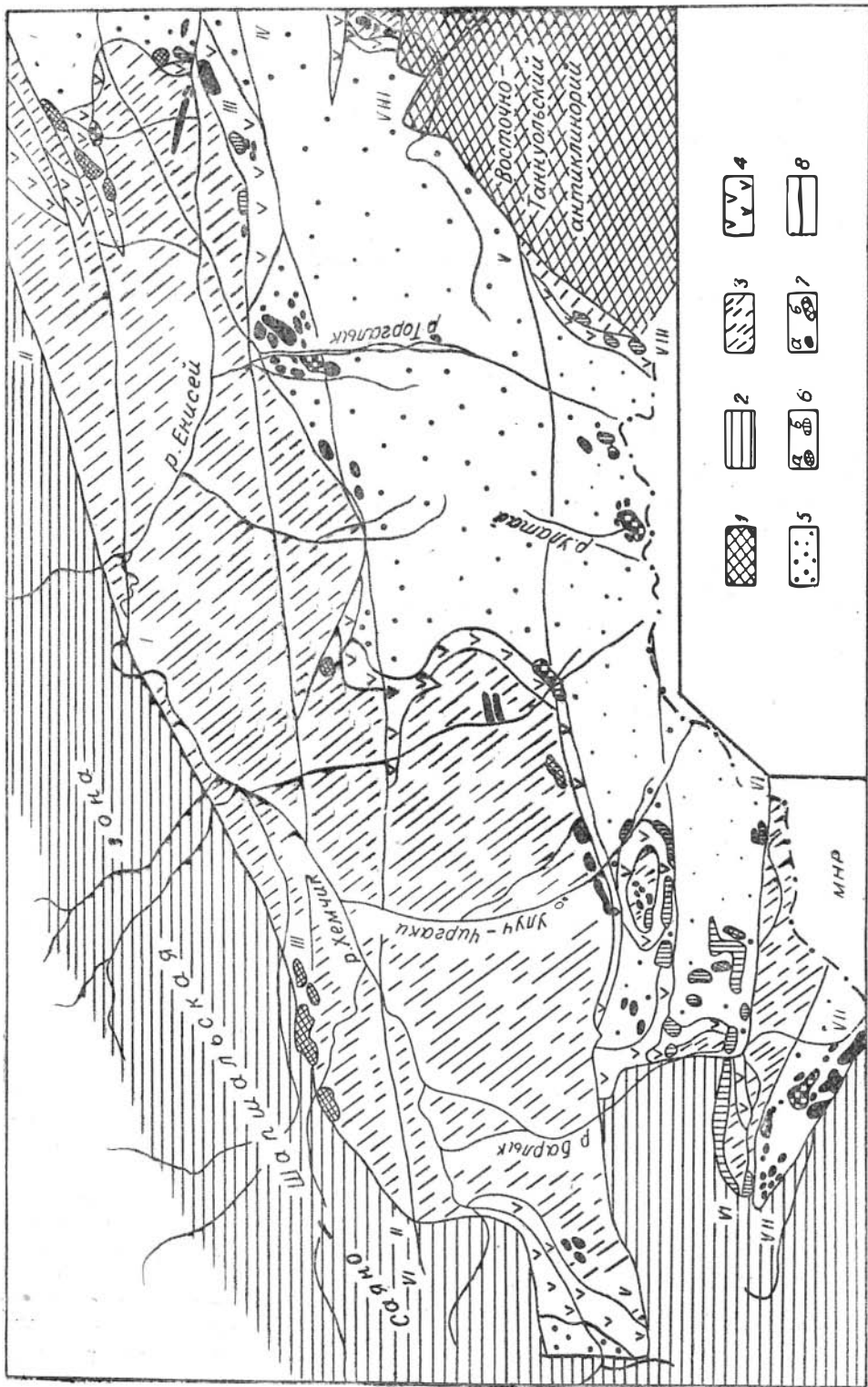
В геологической литературе укоренился термин «Тувинский прогиб», под которым понимается западная и северо-западная части Тувы, сложенные образованиями ордовика, силура, девона и карбона [10, 19, 43]. Исследования последних лет убедительно показали, что в пределах «Тувинского прогиба» существуют две генетически разнородные структуры: ордовикско-силурийский внешний геосинклинальный прогиб, связанный с Саяно-Шапшальской каледонской геосинклиналию, и девонский межгорный прогиб. Последнее понимание этих структур было предложено в коллективных работах геологов ВАГТа [1] и ВСЕГЕИ [30] и принимается в настоящей статье.

Рассматриваемый район характеризуется четко выраженным трехъярусным строением.

1. Нижний ярус, или фундамент, представлен вулканогенно-осадочными геосинклинальными отложениями нижнего кембрия рийской геосинклинали было разбито на ряд блоков, погружавшихся с различной интенсивностью, что регулировало характер и мощность геосинклинальных отложений. Здесь выделяются геосинклинальные прогибы с мощными отложениями глубоководного характера и геоантиклинальные поднятия, характеризующиеся

Вулканогенные образования в пределах последних отличаются обилием пирокластов и преимущественно средним составом лав [14, 35]. Перемещение блоков происходило вдоль крупных глубинных разломов, причем к некоторым из них приурочены пояса гипербазитовых интрузий [17, 33]. Дифференцированные движения блоков по этим разломам унаследованно продолжались в течение всего палеозоя, что оказывало значительное влияние на распределение мощностей и фаций в блоковых зонах внешнего геосинклинального прогиба, а также на конфигурацию и строение девонского межгорного прогиба. Эти же разломы контролировали проявление девонского магматизма. Любопытной особенностью фундамента ордовикско-силурийского и девонского прогибов, не получившей еще удовлетворительного объяснения, является отсутствие в нем крупных массивов таннуольского интрузивного комплекса, столь широко распространенных в восточных районах Тувы [36]. Мощность вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия колеблется в разных блоках от 4 до 8 км [11]. В конце в напряженные складки линейного типа.

2. Ордовикско-силурийские пестроцветные терригенные отложения внешнего геосинклинального прогиба образуют промежуточный ярус. На нижнем кембрии они залегают с угловым несогласием. Мощность их на разных блоках фундамента различна и достигает максимума (9—10 км) между Шуйским и Актотракским разломами. В более северных блоках



- 1 [Cross-hatched pattern]
- 2 [Horizontal lines]
- 3 [Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 4 [Diagonal lines (top-right to bottom-left)]
- 5 [Dotted pattern]
- 6 [Stippled pattern]
- 7 [Wavy lines]
- 8 [Horizontal lines with a central line]

из разреза выпадают отложения нижнего и среднего ордовика и общая мощность промежуточного яруса заметно уменьшается [4]. Ордовикско-силурийские толщи смяты в брахискладки, обычно вытянутые в широтном направлении.

3. Верхний ярус представлен отложениями межгорного прогиба, который сформировался в южной части внешнего геосинклинального прогиба в результате шарнирного погружения блоков фундамента по разломам, заложившимся еще в нижнем кембрии. Межгорный прогиб прослеживается более чем на 400 км в северо-восточном направлении (рис. 1). В строении его принимают участие вулканогенно-осадочная серия нижнего девона мощностью 1,5—3 км и существенно терригенные пестроцветные отложения среднего и верхнего девона мощностью 7—8 км (3, 8). Разрез заканчивается туфогенно-осадочными образованиями нижнего карбона, мощность которых достигает 3 км (6).

С заложением девонского межгорного прогиба связано начало интенсивной магматической деятельности, продолжавшейся в течение всего девона. В нижнедевонское время происходило излияние лав основного, среднего и кислого состава, которое сменилось позднее внедрением интрузий диабазов, диоритовых порфиритов и кварцевых порфиров, габбро-диабазов, граносиенитов, щелочных и биотитовых гранитов.

Из всего разнообразия магматических образований прогиба в самостоятельный комплекс первыми были выделены габбро-диабазы, залегающие в виде штокообразных тел и даек. В юго-западных районах Тувы они были описаны А. Л. Долиным (1946) как «каргинский комплекс», а в Центральной Туве Я. С. Зубрилинным и Т. Н. Ивановой (1947) в качестве «торгалыкского комплекса». Эти же габбро-диабазы в 1949 г. были выделены Г. В. Пинусом и В. А. Кузнецовым [22] в комплекс «малых габбро-диабазовых интрузий» предположительно позднекаледонского возраста. В геологической литературе по Туве за этими породами прочно укрепилось название «торгалыкский комплекс».

Т. Н. Иванова [13], кроме эффузивов различного состава (D_1 — D_2^1) и даек, являющихся корнями этих эффузивов, выделяет два интрузивных комплекса: торгалыкский комплекс габбро и габбро-диоритов и нижнеулаитайский комплекс граносиенитов, щелочных гранитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Подчеркивается комагматичность этих комплексов и эффузивов.

М. Т. Козловым [20] интрузивные образования северо-западной части девонского прогиба отнесены к «формации малых интрузий» с общим магматическим очагом и разделяются в возрастной последовательности на 4 этапа. Незначительная площадь исследованного района (1000 км) не позволила М. Т. Козлову выявить самостоятельность габброидов торгалыкского комплекса, которые включены им во 2-й этап совместно с диоритовыми порфиритами и кварцевыми порфирами.

А. Н. Кен [18] в пределах девонского прогиба предлагает выделять чаданский комплекс субвулканических интрузий основного и среднего состава, уюкский комплекс порфировых субвулканических интрузий и торгалыкский комплекс, включающий габбро-диабазы и гранитоиды.

Рис. 1. Схема размещения интрузивных тел баянкольского и торгалыкского комплексов:

1 — Салаирская складчатая зона; 2 — Каледонская складчатая зона; 3 — ордовикско-силурийский внешний геосинклинальный прогиб; 4—5 — девонский межгорный прогиб (4 — вулканогенно-осадочная серия кольского комплекса: а) среднего и основного состава, б) кислого состава; 7 — интрузивные торгалыкского комплекса: а) габброиды, б) гранитоиды; 8 — важнейшие разломы: I — Бурский, II — Слаяно-Тувинский, III — Аргалыктинский, IV — Актотракский, V — Шуйский, VI — Сагдинский, VII — Каргинский, VIII — Кендейский.

Относительно генезиса магматических пород девонского межгорного прогиба Тувы существует две точки зрения.

1. Т. Н. Иванова [13] и М. Т. Козлов [20] все магматические породы прогиба считают производными единого очага, не останавливаясь, однако, на вопросе о первичном составе магмы.

2. А. Н. Кен [18] девонские магматические образования Тувы относит к двум формациям: базальтовой и гранито-липаритовой, возникшим из двух разобщенных в пространстве магматических очагов. Базальтовая формация распространена главным образом в пределах девонского прогиба и включает в себя ниже-среднедевонские эффузивы основного и среднего состава, чаданский и торгалыкский интрузивные комплексы. Гранито-липаритовая формация развита преимущественно в пределах поднятий, окружающих девонский прогиб и представлена эффузивами кислого состава, порфировыми субвулканическими интрузиями уюкского комплекса и гранитами байтайгинского комплекса.

В настоящей работе на основании многолетних личных наблюдений авторов, с учетом фондовых и опубликованных материалов, предлагается объединение всех магматических пород девонского межгорного прогиба Тувы в два комплекса:

1) баянкольский, включающий эффузивы D_1-D_2 , субвулканические тела, а также более молодые поствулканические интрузии, изменяющиеся по составу от диабазов до кварцевых порфиров и 2) торгалыкский, представленный габбро-диабазами, габбро-перидотитами, граносиенитами, щелочными и биотитовыми гранитами. Далее приводятся геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристики выделяемых комплексов.

Граниты байтайгинского комплекса в настоящей статье не рассматриваются, так как в пределах девонского и ордовикско-силурийского прогибов Тувы они отсутствуют.

Под магматическим комплексом мы вслед за Ю. А. Кузнецовым [25, стр. 144] понимаем ассоциацию магматических тел, объединенных общностью происхождения, близких по возрасту и положению в геотектонической структуре. Интрузивные образования, генетически тесно связанные с эффузивами, естественно, должны объединяться в единый эффузивно-интрузивный комплекс. Примером такого эффузивно-интрузивного магматического комплекса является выделенный нами в Туве баянкольский комплекс.

Для интрузивных образований баянкольского комплекса принимается следующая терминология:

а) субвулканические интрузивные тела — магматические образования, сформировавшиеся в период вулканической деятельности на путях проникновения магмы к земной поверхности. Среди них можно выделить корневые части вулканических аппаратов, выполнения подводящих каналов, а также слепые ответвления от подводящих каналов в виде силлов, штоков и лакколитообразных тел;

б) поствулканические интрузивы — магматические тела, генетически связанные с эффузивами, но возникшие после завершения вулканической деятельности и не имеющие непосредственной связи с дневной поверхностью.

Работа была распределена между авторами следующим образом. Принципиальные вопросы расчленения магматизма девонского прогиба Тувы, важнейшие черты различия выделяемых комплексов, а также общий план статьи обсуждались авторами совместно. Характеристика баянкольского комплекса выполнена А. Н. Павловым. Остальные разделы статьи составлены А. П. Кризвенко.

В баянкольский комплекс включаются широко распространенные в пределах межгорного прогиба Тувы эффузивные и сходные с ними по облику интрузивные породы щелочно-земельного ряда. По составу среди них можно выделить кварцевые порфиры, кварцевые порфириты, андезитовые и диоритовые порфириты, микродиабазы, диабазы и диабазовые порфириты. Все перечисленные породы связаны между собой многочисленными промежуточными разностями.

Вопрос разделения эффузивных и интрузивных образований баянкольского комплекса является очень сложным и для Тувы чрезвычайно плохо разработан. Трудность такого разделения обусловлена сходством петрографического состава, текстуры и структуры пород интрузивной и эффузивной фаций. В связи с этим в процессе геологических исследований многие геологи интрузивные породы баянкольского комплекса относили к эффузивам, что вносило значительную путаницу в понимание геологии Тувы. Детальные наблюдения в Баянкольском районе Центральной Тувы показали, что 70 проц. всех согласных эффузивоподобных тел нижнедевонской и эйфельской толщ являются интрузивными образованиями.

Отличить согласные интрузивные тела от аналогичных по составу эффузивов часто удается только путем тщательного осмотра верхних контактов таких тел, где иногда встречаются небольшие апофизы от кровли интрузивной залежи.

Для разделения эффузивных пород и интрузивов могут быть также использованы образцы сравнительно широко распространенных пород баянкольского комплекса.

Геология баянкольского комплекса

Баянкольский комплекс можно подразделить на две большие группы: 1) эффузивы и связанные с ними субвулканические интрузивные образования и 2) более поздние, поствулканические интрузивы.

Эффузивы совместно с пирокластическими и осадочными породами образуют вулканогенно-осадочную серию, слагающую нижнюю часть разреза девонских отложений, мощность которой достигает 3 км. Покровы различных по составу эффузивных пород непротяженны, и поэтому разрезы вулканогенно-осадочной серии сопоставляются с трудом. Так, в центральных районах Тувы характерно частое переслаивание покровов различного состава (Я. С. Зубрилин, 1956). В бассейне р. Теве-Адар и верховьях р. Чазадыр преобладают кислые и средние по составу разности (А. А. Скляров, 1956). В бассейне рек Улуг-Хондергей и Чайлалыг преобладают порфириты и основные разности. Наконец, в крайней западной части прогиба, в бассейне р. Барлык преобладают кварцевые порфиры и основные породы (Л. Н. Щербаков, 1957). Следует, однако, заметить, что, по наблюдениям авторов, значительное количество согласных магматических тел в составе девонской толщи (в частности, в Центральной Туве) имеет интрузивное происхождение, а не эффузивное, как это считалось ранее. В связи с этим характеристика приведенных выше разрезов может претерпеть некоторые изменения после тщательной их ревизии.

Субвулканические интрузивные тела образуют дайки, силлы, штоки и лакколитообразные массивы. Состав их варьирует в тех же преде-

лах, что и у эффузивных пород, а структура отличается иногда лишь несколько большей зернистостью.

Вторая группа баянкольского комплекса представлена интрузивными телами основного, среднего и кислого состава, внедрение которых происходило после прекращения эффузивной деятельности. Они образуют дайки, пластовые залежи и трещинные интрузии, реже штокообразные тела. Характер залегания некоторых интрузивных тел этой группы показан на рис. 2 и 3. Размеры даек и штоков незначительны — от первых метров до 300—500 м. Трещинные интрузии часто образуют крупные тела, прослеживающиеся иногда более чем на 25 км при мощности до 2,5 км (рис. 2).

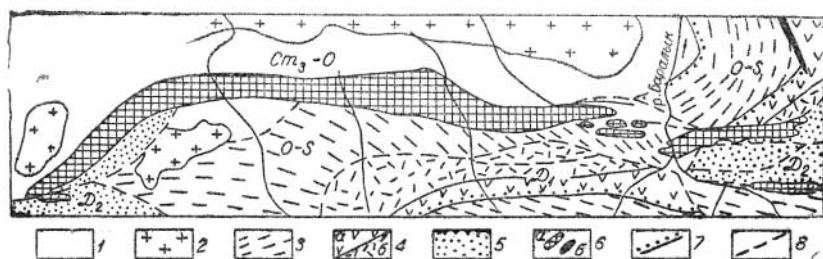


Рис. 2. Условия залегания интрузивных тел баянкольского комплекса в западной части межгорного прогиба (по материалам Г. Г. Бельского, И. М. Селезнева и др.):

1 — кембро-ордовикские отложения Саяно-Шапшальской зоны каледонид; 2 — гриптониды Саяно-Шапшальской зоны; 3 — ордовикско-силурийские отложения; 4—5 — отложения межгорного прогиба (4 — эффузивно-осадочная серия: а) преимущественно кислые эффузивы, б) преимущественно основные и средние эффузивы; 5—существенно терригенные отложения); 6 — интрузивные породы баянкольского комплекса: а) кварцевые порфиры, б) диабазы; 7—трансгрессивные контакты; 8—разрывные нарушения.

Становление баянкольского комплекса охватывало значительный отрезок времени и началось с излияния эффузивов различного состава одновременно с началом формирования межгорного прогиба Тувы. Возраст эффузивно-осадочной серии, залегающей в основании разреза межгорного прогиба, считается нижнедевонским на основании находок фауны и флоры, сделанных Я. С. Зубрилинным [12] и Н. Н. Предтеченским [39].

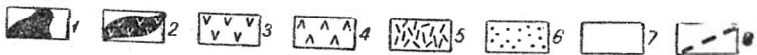
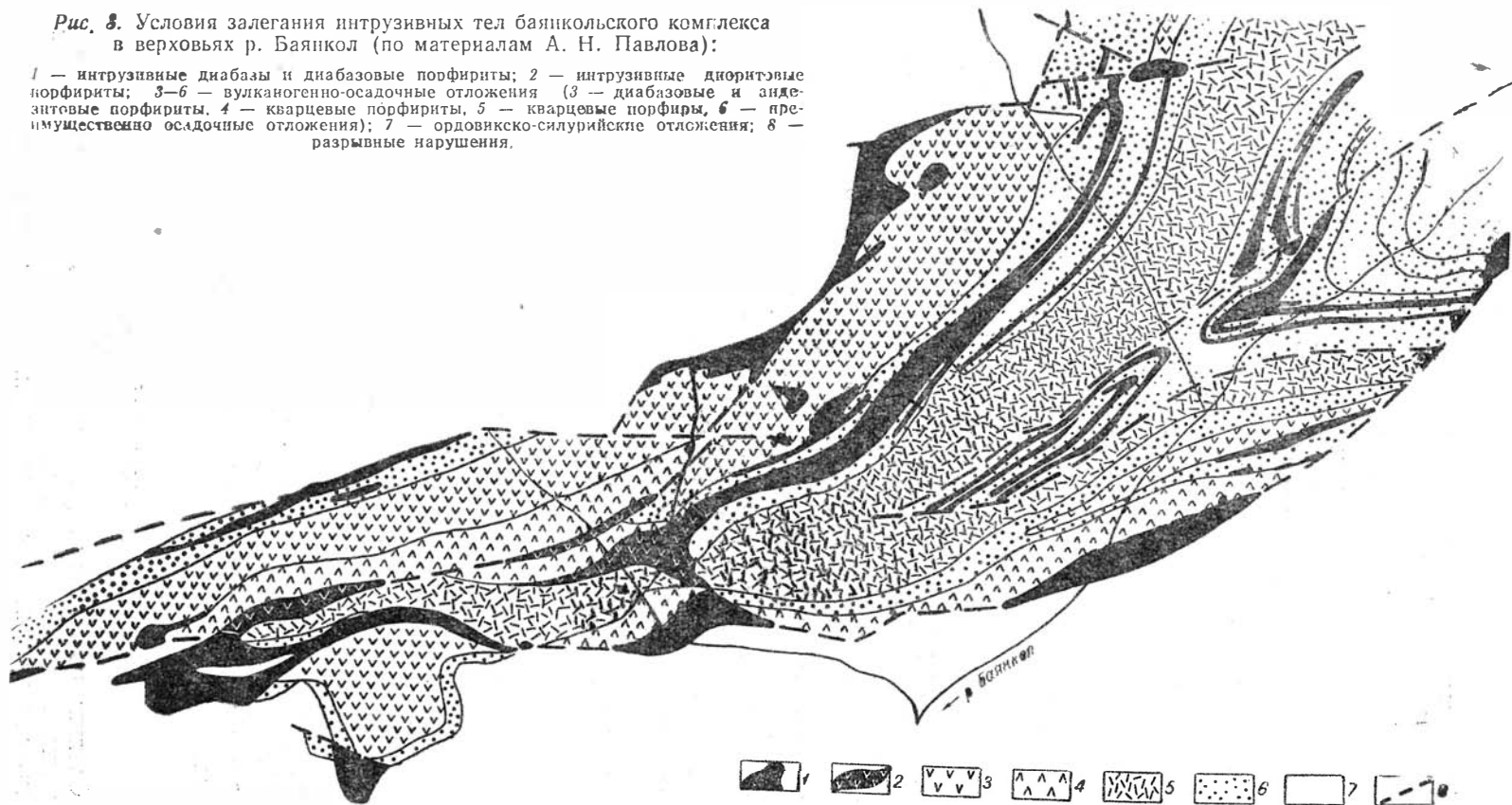
Поствулканические интрузии распространены преимущественно среди отложений эйфеля и живета. По данным А. Н. Павлова, отдельные редкие тела сходных по составу интрузий прорывают отложения верхнего девона (микродиабазы в районе г. Пошдаг) и даже нижнего карбона (дайка кварцевых порфиров в бассейне р. Суглуг-Хем). Таким образом, формирование баянкольского комплекса, начавшееся в нижнем девоне, закончилось только в начале карбона.

Петрографическая характеристика пород баянкольского комплекса

Здесь приводится описание важнейших разновидностей пород баянкольского комплекса, встречающихся как в эффузивной, так и в интрузивной фациях.

Рис. 8. Условия залегания интрузивных тел баянкольского комплекса в верховьях р. Баянкол (по материалам А. Н. Павлова):

1 — интрузивные диабазы и диабазовые порфириты; 2 — интрузивные диоритовые порфириты; 3—6 — вулканогенно-осадочные отложения (3 — диабазовые и андезитовые порфириты, 4 — кварцевые порфириты, 5 — кварцевые порфиры, 6 — преимущественно осадочные отложения); 7 — ордовикско-силурийские отложения; 8 — разрывные нарушения.



1. Породы основного состава

К этой группе относятся микродиабазы, диабазы и диабазовые порфириды, отличающиеся главным образом по структуре, а также по ряду второстепенных признаков.

Микродиабазы и диабазы имеют довольно постоянный состав и структуру. Это мелкокристаллические массивные породы грязно-зеленого цвета, в большинстве случаев афировые, иногда содержащие редкие порфиридные вкрапленники плагиоклаза и пироксена. В краевых частях тел они часто имеют миндалекаменную текстуру.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, содержащий от 40 до 64 проц. анортитовой молекулы, и пироксен. Второстепенную роль играет титаномagnetит, а в качестве аксессуаров встречается апатит.

Плагиоклаз всегда полисинтетически сдвойникован и в большинстве случаев относительно свеж или частично сосюритизирован. Кристаллы его имеют призматически-удлиненную форму и идиоморфны по отношению к моноклинному пироксену.

Пироксен присутствует в виде двух разновидностей. Одна из них обладает оптическими свойствами авгита, титанистого авгита или пиджонита, отличается свежестью и в виде ксеноморфных зерен выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза. Другая разновидность образует идиоморфные кристаллы, всегда полностью замещенные хлоритом, кварцем и карбонатом. Вероятно, это ромбический пироксен.

Титаномagnetит обычно свежий, а при разрушении лейкоксен и магнетитовую решетку.

Структура микродиабазов и диабазов — типичная офитовая или пойкилоофитовая.

Диабазовые порфириды отличаются от диабазов большими кристаллами основной структурой. Порфиридные вкрапленники формы достигают 3,5 см и отчетливо выделяются на фоне основной массы. Состав их колеблется от андезин-лабрадора до лабрадора. Основная масса состоит из полисинтетически сдвойникованных призматических кристаллов андезина, как правило, сосюритизированного

клиноного пироксен всегда замещен хлоритом, карбонатом и рудным минералом и содержится в породе в равных или несколько меньших количествах по отношению к моноклинному пироксену (авгиту). Структура основной массы офитовая, полнокристаллическая, но, несмотря на достаточную крупнозернистость пород, в некоторых случаях промежутки между плагиоклазами заполнены хлоритизированным стекловатым базисом, чего не наблюдается в диабазах.

Миндалины характерны в основном для краевых частей тел диабазовых порфиритов и так же, как в диабазах, сложены хлоритом, кварцем и карбонатом, редко пренитом и эпидотом. Этот же комплекс минералов образуется в процессе автотаморфизма пород, который очень слабо проявляется в диабазах и более интенсивно в диабазовых порфиридах.

2. Породы среднего состава

Средние по составу породы представлены андезитовыми порфиридами, диоритовыми порфиридами, а также разностями, в той или иной степени отклоняющимися в сторону кислых или более основных пород.

Андезитовые порфириды особенно широко распространены среди эффузивов и образуют в этих случаях покровы мощностью 5—15 м, достаточно выдержанные по простиранию. Аналогичные по составу интрузии проявляют тенденцию к образованию согласных и полусогласных тел, напоминающих эффузивы. Диоритовые порфириды пользуются значительно меньшим распространением и образуют главным образом дайки и мелкие штоки.

Внешний облик порфиритов довольно однообразен. Они обладают массивной текстурой и афанитовой основной массой. Миндалины в них встречаются редко. Они не превышают, как правило, 1—5 мм в поперечнике и сложены кварцем, карбонатом и хлоритом в различных количественных комбинациях. Реже в них встречаются пирит, халцедон и альбит. Окрашены порфириды в зеленый, серый или лиловый цвет. Окраска зависит прежде всего от состояния железа в породе. Так, серая окраска обусловлена рассеянной в основной массе магнетитовой пылью, лиловая — рассеянным

Для зеленых разностей характерно весьма ограниченное содержание рудного минерала.

Среди порфиритов нет полностью афировых разностей, но часто вкрапленники плагиоклаза настолько мелкие и немногочисленны, что практически можно выделить афировые и порфиры. Вкрапленники обычно представлены плагиоклазом, содержащим от 29 до 36 проц. анортитовой молекулы. Размер их, как правило, не превышает 5 мм в максимальном измерении.

Кристаллы всегда полисинтетически двояковыпуклы по закону альбит-эстерель или альбитовому. Встречаются плагиоклазовые вкрапленники с четко выраженным полизональным строением. Порфириды с такими вкрапленниками всегда наименее разрушены и принадлежат интрузивной фации. Обычно же фенокристы плагиоклаза в той или иной степени замещены хлоритом, карбонатом и гидрослюдистым минералом. В некоторых случаях отмечается замещение его пумпелинитом (Н. А. Храбров, 1957).

Основная масса в типичных порфиритах состоит из лейст плагиоклаза (29—34 проц. *An*), или субпараллельно ориентированных, или распределенных беспорядочно. Промежутки между ними выполнены неиндивидуализированной массой, в большинстве случаев замещенной хлоритом типа пеннина с тонко распыленным в нем рудным минералом. Последний, судя по продуктам его разрушения (окислы железа и лейкоксен), имеет титано-железистый состав. В основной массе встречаются мелкие кристаллы пироксена, состав которого определить не удастся. В качестве аксессуаров встречаются апатит и циркон.

Структура основной массы главным образом пилотакситовая или интерсертальная.

В разностях порфиритов повышенной кислотности (до кварцевых порфиритов) базис основной массы представляет собой смесь кремнистого материала и пелитизированных участков. В случаях намечающейся его индивидуализации он распадается на пелитизированные микролиты плагиоклаза и кв. таких породах намечается микропайкилитовая структура.

В разностях повышенной основности в промежутках между плагиоклазами основн свидетельствует о более основном составе базиса. За счет этого породы приобретают густую грязно-зеленую окраску. В других разностях повышенной основности промежутки между плагиоклазом заполнены силикатным веществом, обогащенным окислами железа. За счет этого струк-

тура в некоторых участках приближается к сидеронитовой. В отдельных случаях удается установить, что образование окислов железа связано с опацизацией мелких кристаллов пироксена.

3. Породы кислого состава

Типичными представителями этой группы пород являются кварцевые порфиры. Интрузивные и эффузивные разности практически не различаются между собой по петрографическому составу и строению. Лишь иногда интрузивные породы имеют более крупнозернистую основную массу.

Внешне кварцевые порфиры представляют собой порфиновые, реже афировые породы с афанитовой основной массой. Они окрашены в красновато-бурый цвет, реже имеют светло-зеленую или лиловато-серую окраску. Так же, как и в порфиритах, окраска в основном обусловлена формой нахождения железа в основной массе. Кроме пород с массивной текстурой нередко встречаются полосчатые и сферолитовые разности. Полосчатая текстура проявляется в чередовании светлых и интенсивно окрашенных полос. Первые обогащены кремнеземом и имеют более крупнозернистое строение, а вторые имеют типичные для кварцевых порфиров состав и строение. Полосчатая текстура свойственна не только эффузивам, она встречается и в интрузивах и не может служить признаком эффузивного происхождения породы. Сферолитовое строение в основном типично для кварцевых порфиров западных районов Тувы. Поперечник сферолитов редко превышает 10 см, а количество их достигает иногда 80—90 проц. объема породы. Темные сферолиты содержат больше рудного минерала и раскристаллизованы слабее (на уровне микрофельзитовой структуры), нежели вмещающая их светлоокрашенная масса. Сферолиты имеют радиально-лучистое и в то же время концентрически зональное строение. Внешняя зона богаче железом и менее кристаллична, чем центральная часть (Л. Н. Щербаков, 1957).

Порфиновые вкрапленники обычно не превышают 3—4 мм в максимальном измерении. Они представлены или плагиоклазом и калишпатом, или кварцем, или всеми тремя минералами. Редко во вкрапленниках встречаются полностью хлоритизированные кристаллы, имеющие четкие восьмиугольные ограничения, характерные для пироксенов.

Исследование плагиоклаза на Федоровском столике показывает его принадлежность к альбит-олигоклазу (5—12 проц. *An*), обычно sdвойникованному по альбитовому закону. Как правило, плагиоклаз пелитизирован и серицитизирован.

Установить природу калишпата удастся лишь в редких случаях, так как он интенсивно пелитизирован. По единичным определениям устанавливается его принадлежность к ортоклазу, sdвойникованному по карлсбадскому и бавенскому законам. Часто встречающееся неравномерное распределение в нем пелитового материала скорее всего указывает на пятнистое и полосчатое пертитовое строение.

Кварцевые вкрапленники встречаются не всегда. Часто они отсутствуют полностью, а иногда играют главную роль. Они имеют идиоморфные ограничения, но наряду с этим обычно изрезаны бухточками и заливками.

Полнокристаллическая основная масса встречается редко и только в интрузивных разностях. В этом случае она состоит из мелких пелитизированных кристаллов полевого шпата (не более 0,12x0,06 мм), промежуточные между которыми заполнены ксеноморфным кварцем. Состав полевых шпатов не удается определить обычными оптическими методами

из-за их малых размеров и плохой сохранности. Исходя из химических анализов, можно сделать вывод, что они принадлежат существенно натрово-калиевым и в меньшей степени кальциево-натровым разностям.

Обычно основная масса кварцевых порфиров имеет фельзитовое строение. Мелкие кристаллы полевого шпата, не превышающие 0,05 мм в максимальном измерении, погружены в слабоиндивидуализированный базис, состоящий из кремнезема и пелитизированных участков. В тех случаях, когда отдельные участки базиса имеют параллельную внутреннюю оптическую ориентировку, структура основной массы становится микропойкилитовой. В других случаях отдельные участки имеют радикально-лучистое строение и структура основной массы становится микросферолитовой. Диаметр отдельных сферолитов не превышает 0,5 мм. В остальных случаях, когда базис не испытывает закономерной оптической ориентировки, структуру основной массы можно именовать фельзитовой. В качестве аксессуарных минералов в кварцевых порфирах встречаются циркон, реже турмалин, апатит и сфен.

Автометаморфические процессы выражены слабо и проявились, кроме указанных изменений минералов, в незначительном окварцевании.

Контактовые изменения. Изменения вмещающих пород в контактах с интрузивами баянкольского комплекса крайне незначительны и выражаются главным образом в уплотнении обломочных пород и частичной перекристаллизации известняков. Мощность зон такого изменения колеблется от первых сантиметров до 2—3 м. Кроме того, в контактах интрузивных тел баянкольского комплекса установлено замещение вмещающих пород магматическим материалом интрузий. Это своеобразное контактовое изменение названо нами «магматическим замещением» и по своему характеру напоминает «порфиризацию» и «порфиритизацию» Г. Л. Поспелова [38].

Магматический материал во вмещающих породах иногда образует прожилки, чаще же изолированные друг от друга мелкие тельца, имеющие в срезе различную, обычно неправильную форму. Размеры их колеблются от микроскопических до 5—10 см в поперечнике. Лишь при очень внимательном осмотре обнажений и образцов удается установить прожилки или линейно вытянутые включения, соединяющие соседние инъекционные тела.

В большинстве случаев не только состав, но и структура инъекционных тел и интрузий, с которыми они связаны, совершенно аналогичны. Так, в контакте с кварцевыми порфирами вмещающие породы импрегнированы фельзитовыми тельцами, содержащими точно такие же вкрапленники кварца и полевого шпата, какие содержатся в основной массе кварцевого порфира; здесь же встречаются включения, представленные только основной массой или отдельными вкрапленниками кварца и полевого шпата. Вкрапленникам обычно свойственны правильные кристаллографические ограничения, а в кварце иногда имеются бухточки и заливы. На контакте с диабазамы вмещающие породы импрегнированы тельцами диабазов или скоплениями кристаллов плагиоклаза и пироксена или единичными кристаллами этих минералов. Такие же явления наблюдаются и на контактах интрузивных порфиритов. В результате «магматического замещения» осадочных пород возникают образования, представляющие собой смесь осадочного и магматического материалов.

На участках выклинивания согласных интрузивных тел устанавливаются постепенные переходы от магматических пород к осадочным через образования смешанного состава. Близ контакта в интрузивном теле появляются изолированные ксенолиты вмещающих пород, количест-

во которых увеличивается в сторону выклинивания интрузива. Постепенно количественное соотношение магматического и осадочного материалов меняется, и интрузивное тело сменяется по простиранию осадочными породами, содержащими изолированные включения магматических тел, которые исчезают по мере удаления от контакта. Такого типа переходные зоны достигают 300 м при мощности согласных интрузий около 100 м.

Петрохимия баянкольского комплекса

Для характеристики химического состава баянкольского комплекса нами использованы 32 анализа эффузивных и интрузивных пород, 26 анализов заимствованы из фондовых материалов Горной экспедиции и ВСЕГЕИ, а 6 — из работы Г. В. Пинуса [34]. Все анализы размещены в порядке увел
 варицкого [9] (табл. 1, 2). Из прилагаемых таблиц видно, что породы баянкольск от слабонасыщенных кремнекислотой ($-6 > Q > -15$) до пересыщенных ($Q > 15$); от бедных щелочами ($a:c < 2$) до богатых ($a:c$ достигает 33). Отношение $f:m'$ также испытывает выше 5,5. Породы основного и среднего состава принадлежат преиму-

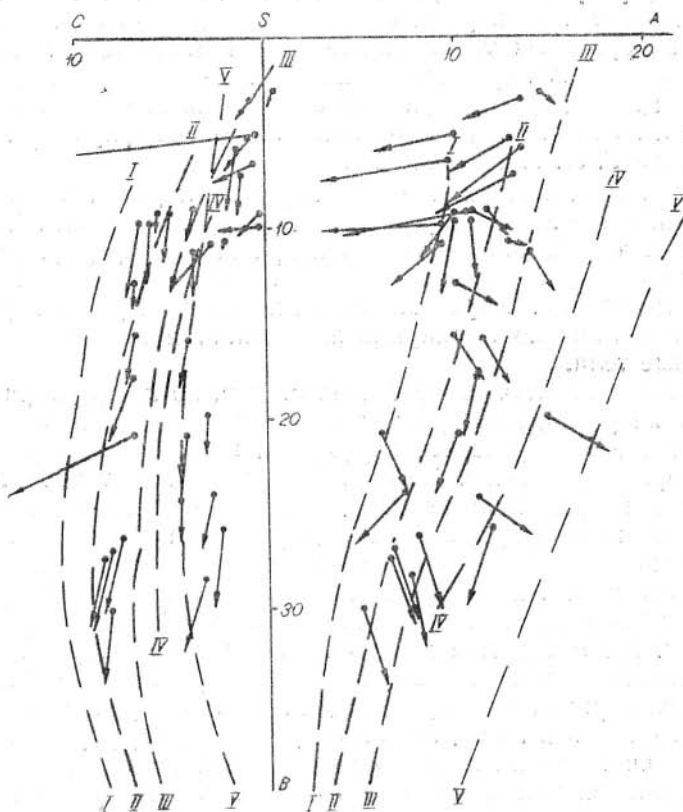


Рис. 4. Диаграмма химического состава пород баянкольского комплекса.

Штриховыми линиями показаны типы естественных ассоциаций вулканических пород по А. Н. Заварицкому:

I—I — Мон-Пеле, II—II — Лассен-Пик, III—III — Сан-Франциско, IV—IV — Этна, V—V — Марос-Хайвуд.

Химический состав пород баянкольского комплекса

№ анали- за	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п . п . п .	Сумма
1	45,17	1,46	16,20	7,14	6,10	—	5,66	9,20	2,44	0,48	5,24	—	99,09
2	46,69	2,00	15,41	8,30	6,91	—	7,22	9,08	1,95	0,36	0,52	4,25	102,69
3	47,14	2,27	16,35	5,72	5,28	0,22	6,88	9,48	2,33	0,76	0,62	2,38	99,43
4	47,64	1,80	16,51	7,50	4,90	0,15	6,25	8,62	2,82	0,95	—	3,20	100,34
5	48,00	1,74	14,49	9,48	3,27	—	3,00	8,74	4,68	0,43	0,24	7,10	101,17
6	48,50	2,24	17,68	6,69	3,59	0,17	3,04	5,18	3,12	2,27	0,48	6,36	99,32
7	50,76	2,90	13,43	2,05	8,43	0,25	3,77	7,23	0,58	2,81	0,53	7,34	100,08
8	50,94	1,13	14,71	8,20	1,44	—	2,31	7,72	6,09	0,38	0,28	6,78	99,98
9	51,61	1,80	10,46	11,64	4,88	—	6,67	4,45	2,86	0,76	5,24	—	100,37
10	52,00	2,25	15,16	6,77	6,41	0,64	6,15	2,01	5,02	0,59	—	3,12	100,12
11	52,58	1,60	16,00	4,83	4,92	—	2,00	6,69	3,38	0,99	—	5,96	98,95
12	54,50	1,50	15,36	5,06	7,23	—	4,03	3,36	3,90	0,85	—	4,08	99,87
13	56,08	1,33	16,54	4,68	4,07	—	0,87	7,51	3,84	0,72	0,24	5,29	101,17
14	59,03	0,56	14,95	6,61	5,53	—	3,95	2,38	2,86	0,76	—	3,50	100,03
15	59,80	1,45	14,87	5,89	4,85	—	2,42	5,22	4,41	1,27	—	1,24	101,42
16	60,08	0,95	15,77	4,01	3,93	—	1,45	4,22	5,75	0,68	—	3,12	99,96
17	61,34	0,75	15,95	2,93	3,26	—	0,67	6,12	4,05	1,05	—	4,00	100,12
18	62,68	0,90	16,27	4,24	2,83	—	1,80	4,67	4,61	0,37	—	1,96	99,93
19	63,27	0,40	17,05	1,28	3,71	0,08	2,48	5,29	3,79	1,02	0,04	1,96	100,37
20	64,18	0,52	13,99	4,54	2,48	—	0,82	3,88	4,27	1,36	—	4,20	100,24
21	64,88	0,83	12,90	6,66	4,02	—	0,06	2,72	4,60	1,89	0,20	2,33	101,09
22	65,11	0,40	16,04	3,80	2,0	—	1,33	4,08	3,92	0,91	0,22	2,54	100,35
23	66,61	0,52	13,32	3,82	2,0	0,12	1,46	2,29	2,10	3,08	0,16	4,08	99,56
24	71,68	0,19	14,35	2,22	0,70	0,04	0,62	0,76	4,14	4,30	0,12	0,70	99,82
25	71,96	0,60	14,65	0,64	1,31	0,07	1,03	1,26	5,30	1,68	—	—	98,50
26	72,88	0,06	14,72	0,85	1,99	0,06	0,88	0,98	5,56	1,11	0,42	1,49	101,0
27	74,76	0,20	13,81	0,89	1,22	0,11	0,60	0,11	2,58	4,0	—	1,34	99,62
28	74,86	0,23	12,83	0,95	2,74	0,10	0,25	0,28	0,15	6,57	—	0,54	98,50
29	75,84	0,14	11,34	1,91	1,58	0,10	0,13	0,14	6,13	1,61	—	0,62	99,55
30	76,18	0,14	12,37	1,96	0,14	—	0,27	0,52	3,49	4,43	0,13	0,63	100,26
31	77,76	0,21	10,25	2,70	0,26	0,03	0,30	0,42	0,21	6,96	0,06	0,56	98,72
32	77,84	0,20	12,30	1,14	0,41	0,06	0,45	0,49	1,35	5,13	—	—	100,81

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ аннотации	a	c	b	s	f'	m'	a'	c'	n	Q	$a : c$	$f' : m'$
1	6,6	8,6	27,2	57,6	47,9	38,6	—	13,5	89,8	—6,6	0,7	1,2
2	4,9	8,2	30,0	56,9	47,1	42,1	—	10,8	90,0	—4,2	0,6	1,1
3	6,5	8,3	26,8	58,4	39,9	45,7	—	14,4	82,4	5,5	0,8	0,9
4	7,9	7,6	26,2	58,3	44,8	42,4	—	12,8	81,1	—6,8	1,0	1,1
5	11,5	4,5	24,2	59,8	49,4	22,3	—	28,3	97,5	—7,9	2,5	2,2
6	11,3	7,1	17,7	63,0	60,2	33,2	6,6	—	68,1	—2,8	1,6	1,8
7	5,9	7,0	20,7	66,4	52,8	33,9	—	13,3	24,1	19,9	0,8	1,5
8	14,7	3,1	19,8	62,4	44,5	20,8	—	34,7	95,4	—7,5	4,7	2,1
9	7,4	3,3	28,3	61,0	52,2	40,2	—	7,6	85,1	—6,1	2,2	1,3
10	11,7	2,4	25,8	60,1	47,3	39,5	13,2	—	93,1	—5,6	4,9	1,2
11	9,9	6,9	15,6	67,6	61,8	24,2	—	14,0	83,4	8,5	1,4	2,5
12	10,1	4,2	20,8	64,9	54,8	33,2	12,0	—	87,0	5,4	2,4	1,6
13	10,2	6,9	12,9	70,0	65,4	11,8	—	22,8	89,9	12,7	1,8	5,5
14	7,2	2,8	23,9	66,1	44,4	27,4	28,2	—	85,2	15,0	2,6	1,6
15	11,4	4,1	15,8	68,7	60,5	25,8	—	13,7	84,1	10,5	2,8	2,3
16	14,0	3,8	11,2	71,0	65,0	22,5	—	12,5	93,0	10,2	3,7	2,9
17	11,1	5,6	9,1	74,2	63,3	12,5	—	24,2	85,2	20,6	2,0	5,1
18	10,9	5,7	9,6	73,8	66,7	32,6	—	0,7	95,5	53,7	1,9	2,0
19	10,0	6,6	9,8	73,6	48,2	44,0	7,8	—	85,0	23,6	1,5	1,1
20	11,7	3,8	9,0	75,5	72,0	15,5	—	12,5	82,5	23,8	3,1	4,6
21	12,8	2,2	10,7	74,3	88,0	1,9	—	10,1	78,7	20,8	5,8	46,3
22	10,0	5,1	9,2	75,7	57,2	24,0	18,8	—	87,5	26,3	2,0	2,4
23	9,3	2,8	10,8	77,1	49,0	23,0	28,0	—	50,8	32,8	3,3	2,1
24	14,9	0,9	5,3	78,9	47,5	18,7	33,8	—	59,4	27,1	16,6	2,5
25	13,5	1,4	5,9	79,2	30,0	28,9	41,1	—	83	29,4	9,3	1,0
26	13,1	1,2	7,2	78,5	36,0	19,8	44,2	—	88,1	29,8	10,9	1,9
27	10,7	0,1	9,2	80,0	21,0	10,5	68,5	—	50	37,9	10,7	2,0
28	9,3	0,3	9,9	80,5	33,1	3,9	63,0	—	3,5	42,1	3,1	8,5
29	14,5	0,5	2,9	82,1	86,4	6,8	—	6,8	85,4	34,7	29	12,7
30	13,5	0,6	3,2	82,7	52,0	12,0	36,0	—	54,1	38,2	22,5	4,3
31	10,0	0,5	5,1	84,4	48,1	8,9	43,0	—	3,9	48,5	33,3	5,4
32	9,7	0,6	6,6	83,1	20,1	10,6	69,3	—	28,9	46,2	16,1	1,9

- 1 — диабазовая дайка, басс. р. Баянкол, проба 7258, по Г. Д. Трухину и др., 1960
- 2 — согласное тело диабазов, басс. р. Баянкол, проба 7406, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 3 — эффузивный авгитовый порфирит, долина р. Бий-Хем, анализ 1, по Г. В. Пинусу, 1959.
- 4 — микродиабаз, басс. р. Улуг-Чиргакы, проба 220, по А. А. Склярову и др., 1957.
- 5 — согласное тело диабазов, басс. р. Баянкол, проба 7107, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 6 — эффузивный лабрадоровый порфирит, долина р. Бий-Хем, анализ 3, по Г. В. Пинусу, 1959.
- 7 — эффузивный миндалекаменный диабаз, басс. р. Алаш, анализ 2, по Г. В. Пинусу, 1959.
- 8 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 3760, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 9 — согласное тело диабазов, басс. р. Баянкол, проба 7121, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 10 — эффузивный порфирит, водораздел рек Улуг-Чиргакы-Чазадыр, проба 211, по А. А. Склярову и др., 1957.
- 11 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 4029, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 12 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 4127, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 13 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 7853, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 14 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 7098, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 15 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 1308в, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 16 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 4012, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 17 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 1350б, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 18 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 1349б, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 19 — роговообманково-плагноклазовый порфирит, басс., р. Хонделен, анализ 4, по Г. В. Пинусу, 1959.
- 20 — кварцевый порфир, р. Терлигхая, проба 4121, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 21 — порфирит, басс. р. Баянкол, проба 7864, по Г. Д. Трухину, А. Н. Павлову и др., 1960.
- 22 — плагноклазовый порфирит, басс. р. Хонделен, анализ 5, по Г. В. Пинусу, 1959.
- 23 — полевошпатовый порфир, басс. р. Хонделен, анализ 6, по Г. В. Пинусу, 1959.
- 24 — эффузивный кварцевый порфир, район пос. Тэли, обр. 29—47, по Т. Н. Ивановой.
- 25 — кварцевый порфир, обр. 288а, по М. В. Занину.
- 26 — кварцевый порфир, басс. р. Аныяк-Хондергей, обр. 1200, по А. Н. Кену, 1958.
- 27 — гранофир, водораздел рек Улуг-Чиргакы-Чазадыр, проба 212, по А. А. Склярову и др., 1957.
- 28 — кварцевый порфир, басс. р. Улуг-Чиргакы, проба 208, по А. А. Склярову и др., 1957.
- 29 — кварцевый порфир, устье р. Теве-Адар, проба 219, по А. А. Склярову и др., 1957.
- 30 — кварцевый порфир, правобережье, р. Алаш, обр. 2049-81-52, по Т. Н. Ивановой.
- 31 — кварцевый порфир, Элегестинский район, обр. 351-6-55, по Т. Н. Ивановой.
- 32 — шток кварцевого порфира на водоразделе рек Пертой-Коккат, по М. Т. Козлову.

Щественно к нормальному ряду, реже пересыщены алюминием и характеризуются натровой специализацией, в то время как породы кислого состава пересыщены алюминием или слабо пересыщены щелочами (анализ 29) и по отношению натрия и калия делятся на три группы: 1) с резким преобладанием натрия, 2) с равным количеством калия и натрия и 3) с четко выраженной калиевой специализацией.

Сравнение химических анализов пород баянкольского комплекса с петрохимическими типами вулканических пород по А. Н. Заварицкому [9] показывает, что ассоциация пород баянкольского комплекса ближе всего соответствует типу Лассен-Пик (рис. 4). Следует особо подчеркнуть, что породы баянкольского комплекса образуют непрерывный ряд от кварцевых порфиров до диабазов путем постепенного изменения химического состава. Вместе с тем на плоскости *CSB* вектора средних и основных пород образуют две самостоятельные ветви. Эти особенности химизма баянкольского комплекса изучены еще недостаточно и, возможно, обусловлены эволюцией магмы во времени или специализацией ее в разных структурно-фациальных зонах межгорного прогиба.

Фации глубинности

Фации магматических пород рассмотрены М. А. Усовым [44] и Ю. А. Кузнецовым [23, 24, 26], а для пород кислого состава В. К. Моничем [31], Н. Д. Соболевым [40]. Указанные авторы пользуются несколько отличными схемами классификации и терминологией, но, в сущности, придерживаются единого мнения при выделении основных групп интрузивов по глубине их формирования. Ими выделяются интрузивные тела, сформировавшиеся в приповерхностной обстановке, в условиях малых, средних и больших глубин. В настоящей работе за основу принята терминология и схема классификации, предложенная Ю. А. Кузнецовым [26]. Определить глубину формирования всех интрузивных тел прямым измерением мощности перекрывающих их толщ не удастся, так как пока еще трудно в каждом отдельном случае установить их возраст.

Однако имеющийся материал позволяет, хотя и с некоторой долей условности, подразделить магматические породы баянкольского комплекса на фации в зависимости от глубины их формирования. Так, совершенно определенно выделяется поверхностная фация эффузивов, сформировавшихся в субаквальной и в некоторых случаях, возможно, в субаэральной обстановке. Если не все, то подавляющее большинство субвулканических интрузивных образований следует отнести к приповерхностной фации. Сложнее этот вопрос решается в отношении поствулканических интрузивных тел. В связи с этим можно привести следующие рассуждения. Составленный Я. С. Зубрилиным разрез нижнего девона в районе хр. Бьердаг имеет мощность 2880 м. По нашим данным, в составе этого разреза имеется большое количество однообразных по составу силлов диабазов. Такие силлы залегают не только в самых верхах разреза, но и в низах разреза эйфеля.

С другой стороны, среди подстилающих девон силурийских отложений имеются полусогласные тела аналогичных по составу и структуре диабазов, связанные непосредственно с силлами. Если учесть, что силлы диабазов чрезвычайно сходны по составу и структуре и, залегая на разных стратиграфических уровнях, часто соединяются между собой, можно предположить их более или менее одновременное образование. Но в этом случае наиболее глубоко залегающие диабазы формировались на глубине, по меньшей мере, 3—4 км, т. е. на глубине, соответствующей

формированию гипабиссальных интрузий, отличающихся более крупной степенью кристалличности, чем это свойственно эффузивовидным породам.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что одна часть поствулканических интрузий формировалась в условиях гипабиссальной фации, а другая часть — в более высоких горизонтах земной коры. Незначительные отличия в структуре этих фаций и в общем эффузивовидный их облик приводят к мысли о том, что облик интрузивных пород не всегда зависит только от глубины их формирования, но обусловлен и другими факторами, возможно составом магмы, ее энергетическим состоянием и др.

ТОРГАЛЫКСКИЙ КОМПЛЕКС

В торгалыкский комплекс объединены габбро-диабазы, диабазы, оливиновые габбро и габбро-перидотиты, а также ассоциирующие с ними граносиениты, биотитовые и щелочные граниты. Становление комплекса произошло в результате двух фаз внедрения магмы. Первая фаза представлена породами основного состава и хотя формирование их не было одноактным, в настоящее время в целом для прогиба дать более подробную градацию этих образований не представляется возможным. Именно эти породы были описаны первоначально под названием торгалыкского комплекса, которое сохранено за ними и в настоящей работе. Вторая фаза включает в себя породы кислого и щелочного состава. Ранее они выделялись Т. Н. Ивановой [13] в самостоятельный нижеула-тайский комплекс, но и она отмечала комагматичность их с габброидами торгалыкского комплекса.

Некоторые геологи относят к торгалыкскому комплексу кварцевые порфиры, диоритовые порфириты, диабазовые порфириты и т. п. Нами эти породы вместе с комагматичными им эффузивами выделяются в описанный выше самостоятельный баянкольский комплекс.

Геология торгалыкского комплекса

Массивы торгалыкского комплекса приурочены к глубинным разломам, главным образом субширотного направления, ограничивающим девонский прогиб. Они образуют вдоль этих разломов пояса, подобно гипербазитовым интрузиям [17, 33]. Отдельные небольшие интрузивные тела приурочены к разломам субмеридионального направления и располагаются во внутренних частях прогиба. Наиболее четкие пояса массивов торгалыкского комплекса размещаются вдоль Аргалыктинского и Актоврацкого разломов в восточной их части, а также вдоль Шуйского и Каргинского разломов, ограничивающих с севера и юга западное окончание девонского прогиба. Распределение массивов внутри этих поясов неравномерное: они образуют узлы — участки концентрации интрузивных тел. Наиболее крупными из них являются Торгалыкский, Ула-тайский, Чиргакский и Каргинский узлы.

Торгалыкский узел интрузивных тел расположен в низовьях р. Сев. Торгалык и приурочен к пересечению меридионального разлома с широтными Актоврацким и Аргалыктинским. Здесь насчитывается около двух десятков изолированных массивов, преимущественно габброидного состава. Практически все они размещаются между двумя указанными широтными разломами. Для этого района весьма характерно широкое развитие интенсивного аутометасоматоза интрузивных пород, выразив-

шегося в амфиболитизации, альбитизации, калишпатизации и окварцевании габброидов. Метасоматически измененные породы слагают местами значительные части массивов и описывались ранее как диориты. Форма массивов штокообразная. В плане они имеют неправильные, более или менее изометричные очертания, часто вытянуты вдоль крупных разрывных нарушений. Породы основного состава слагают сравнительно крупные тела, площадь выхода которых достигает 8 км^2 . Встречающиеся здесь микрограносиениты образуют мелкие штоки около 500 м в поперечнике. Массивы торгалыкского комплекса прорывают отложения эйфеля и живета и перекрываются грубообломочными осадками средней юры.

Улагайский узел расположен в южной части девонского прогиба. Здесь установлено штокообразное вытянутое в северо-восточном направлении тело граносиенитов площадью около 5 км^2 и значительное количество более мелких массивов габброидов. Последние слагают либо штоки до 150 м в поперечнике, либо дайки северо-восточного простирания. Граносиениты прорывают породы габброидного состава и содержат ксенолиты последних. Интрузивные тела размещаются среди отложений среднего девона.

Чиргакский узел массивов торгалыкского комплекса приурочен к Шуйскому разлому, ограничивающему девонский прогиб с севера, в районе пересечения его с Чиргакским разломом северо-западного направления. Наиболее крупными являются три массива габброидного состава, вытянутые вдоль Шуйского разлома. Они имеют протяженность от 4 до 7 км при мощности $300\text{—}600 \text{ м}$. Массивы дискордантны по отношению к вмещающим породам силура. Южнее, в ядре антиклинальной складки, установлено большое количество мелких тел габброидов, образующих дайки, штоки и пластовые интрузии также среди отложений силурийского возраста. Широким развитием здесь пользуются диабазовые пегматиты. Метасоматические изменения габброидов проявлены слабо.

Каргинский узел расположен в центральной части хр. Цаган-Шибэту, в междуречье Каргы-Талайлык. Здесь распространены породы основного и кислого состава. Наиболее крупные тела габброидов вытянуты в запад-северо-западном направлении вдоль зоны разлома. Выходы их достигают по площади 10 км^2 . Широко распространены штоки обычно небольших размеров (менее 1 км^2) и дайки. Гранитоиды также образуют штоки и трещинные интрузии. На прилагаемой схеме Чумашенского массива (рис. 5) четко вырисовывается зависимость формы массива от направления разрывных нарушений. На этой же схеме показано взаимоотношение биотитовых гранитов и габброидов. Последние прорываются гранитами и встречаются в них в виде крупных ксенолитов.

Относительно возраста торгалыкского комплекса в настоящее время имеются следующие данные. В пределах Каргинского узла габбро-диабазы и граниты этого комплекса прорывают отложения так называемой «черносланцевой» толщи, мощность которой, по данным Н. Н. Предтеченского, составляет около 3000 м . В низах толщи встречаются растительные остатки, по которым эта часть разреза уверенно сопоставляется с илemorовской свитой живетского возраста. Возраст верхней части «черносланцевой» толщи считается верхнедевонским, что определяет в этом районе нижний возрастной предел торгалыкского комплекса. В Центральной Туве, в верхнем течении р. Сев. Торгалык, также известны габбро-диабазы и габбро-перидотиты торгалыкского комплекса, прорывающие отложения верхнего девона. Таким образом, нижний возрастной предел торгалыкского комплекса в целом для Тувы установлен достаточно надежно и определяется как верхний девон. Сложнее обстоит

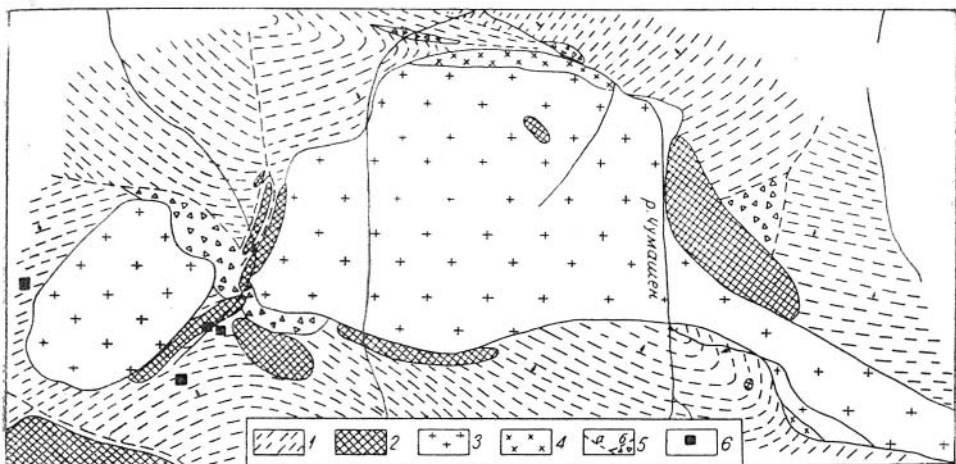


Рис. 5. Схема строения Чумашенского массива.

1 — отложения «черносланцевой» толщи $D_2 - D_3$; 2 — габбро-диабазы и диабазы; 3 — биотитовые граниты; 4 — меланократовые биотитовые граниты; 5 — разрывные нарушения (а), тектонические брекчии (б); 6 — рудопроявления железа.

дело с верхним возрастным пределом рассматриваемого комплекса. Установлено перекрывание массивов альбитизированных габбро-диабазов этого комплекса отложениями средней юры в нижнем течении р. Сев. Торгалык. Галька габбро-диабазов торгалыкского комплекса в изобилии встречается в конгломератах средней юры в пределах Каргинского узла. Однако эти факты определяют слишком широкий возрастной интервал и не позволяют решить вопрос о возрасте торгалыкского комплекса с необходимой точностью. Значительно больший интерес в этом отношении представляют конгломераты карбона. В бассейне р. Иштихем в базальных конгломератах суглугхемской свиты (C_1^1) нами обнаружена галька порфировидных альбитизированных габброидов, напоминающих некоторые разновидности пород торгалыкского комплекса. К сожалению, это единственная находка, и поэтому с уверенностью говорить о предкарбонном возрасте торгалыкского комплекса было бы преждевременным. Для решения этого вопроса необходимо более тщательно осмотреть конгломераты каменноугольных отложений в центральных районах Тувы.

Из пород торгалыкского комплекса сделаны два определения абсолютного возраста аргонным методом в лаборатории ВСЕГЕИ [15]. Судя по краткому описанию Т. Н. Ивановой, анализированные образцы представляют собой габброиды, в различной степени подвергшиеся метасоматической переработке. Пробы были отобраны в нижнем течении р. Сев. Торгалык. В результате определений получены цифры 339 и 353 млн. лет*. По геохронологической шкале, принятой в СССР в 1960 г. [5], эти цифры соответствуют второй половине девона. Учитывая эти данные, мы принимаем верхнедевонский возраст торгалыкского комплекса.

Взаимоотношение пород первой и второй фаз торгалыкского комплекса наблюдалось во многих районах. Повсеместно устанавливается, что габброиды первой фазы прорываются кислыми и щелочными породами второй фазы. Наиболее отчетливо это видно в контактах Чумашенского массива биотитовых гранитов восточнее высоты 3100 м (рис. 5)

* Пересчитано по новым константам.

и в пределах Улатайского узла. На правобережье р. Талайлык установлены дайки щелочных гранитов, прорывающие габбро-диабазы первой фазы комплекса.

Петрографическая характеристика пород торгалыкского комплекса

1. Породы первой фазы

Породы первой фазы по составу четко разделяются на две группы: 1) оливковые габбро- и габбро-перидотиты. По-видимому, к этой же группе относятся и перидотиты, установленные в бассейне р. Теве-Адар М. Т. Козловым [20];

2) габбро-диабазы и диабазы.

Оливковые габбро и габбро-перидотиты в количественном отношении резко уступают габбро-диабазам и диабазам, однако устанавливаются во многих районах как в Центральной, так и в Западной Туве. Это темно-серые, обычно мелкозернистые породы, с размером кристаллов 1—2 мм. Иногда отмечается пятнистость, обусловленная неравномерным распределением минералов. Еще реже встречаются порфиридные разности (р. Куве-Даба).

Оливковые породы состоят из основного плагиоклаза, оливина, пироксена, бурой роговой обманки и рудного минерала. Количественное содержание минералов в объемных процентах показано в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Минералы	1*	2**
	Шл. 618	Шл. 427
Плагиоклаз	56	29
Оливин	11	50
Пироксен	14	7
Роговая обманка	11	4
Биотит	4	5
Рудный минерал	4	5

* 1. Оливковое габбро. Бассейн р. Ишти-Хем.

** 2. Габбро-перидотит. Верховья р. Сев. Торгалык.

Следует подчеркнуть исключительную свежесть оливковых пород. Даже залегая среди интенсивно амфиболизированных габбро-диабазов, они обнаруживают очень незначительные изменения.

Плагиоклаз образует призматические кристаллы резко идиоморфные по отношению к пироксену и менее идиоморфные по сравнению с кристаллами оливина. Характерна зональность плагиоклаза. Состав его меняется от лабрадора (60% An) в краевых частях до битовнита (80% An) в центре. Обычны полисинтетические двойники чаще всего по альбитовому закону. Плагиоклаз, как правило, свежий, лишь в редких случаях встречаются сосюритизированные и эпидотизированные разности.

Оливин слагает идиоморфные кристаллы. По составу он различен. В габбро-перидотитах центральных районов Тувы установлен хризолит (12% Fa, $2V=90^\circ$), в Каргинском узле распространены гиалосидериты, содержащие от 37 до 42% Fa ($2V_{\text{Нр}}=80-77^\circ$). Обычно оливин свежий, лишь иногда отмечается незначительное замещение его серпентином и иддингситом. Исключение составляют габбро-перидотиты верховьев р. Торгалык, среди которых встречены сильно серпентинизированные

разности. Пироксен представлен салит-авгитом ($cNg = 45-46^\circ$, $2V = +52 - +56^\circ$) с характерным кремовым оттенком. Кристаллы пироксена резко ксеноморфны по отношению к оливину и плагиоклазу.

Бурая роговая обманка обрастает кристаллы пироксена и оливина ($2V = -84-86^\circ$).

Биотит кристаллизовался несколько позже роговой обманки или одновременно с ней. Количество биотита незначительно, но установлен он во всех просмотренных шлифах оливинсодержащих пород. Наличие первичного биотита указывает на повышенную щелочность пород. Биотиты характеризуются слабой железистостью: 32—36% окисножелезного компонента ($Ng = 1,624-1,629$).

Габбро-диабазы и диабазы. Эта группа пород наиболее широко распространена в массивах торгалыкского комплекса. Внешне габбро-диабазы и диабазы представляют собой мелко- и среднекристаллические породы зеленовато-серой, темно-зеленовато-серой, иногда почти черной окраски. Зеленоватый оттенок породе придают продукты разрушения плагиоклаза и хлорит, развивающийся по темноцветным минералам. Черный цвет характерен для свежих разностей и обусловлен темной окраской лабрадора. Для габбро-диабазов торгалыкского комплекса весьма характерна неравномерная зернистость. Во многих массивах крупнокристаллические габбро-диабазы встречаются среди более мелкозернистых в виде пятен неправильной формы и линзочек сложных очертаний. Породы с разной величиной кристаллов связаны постепенным переходом и тождественны по составу. В некоторых массивах отмечается трахитоидность габброидов. Местами встречаются порфирировидные разности. Миндалекаменная текстура вообще не характерна, но иногда в габбро-диабазе отмечаются мелкие (до 1 мм) миндалины, выполненные хлоритом, карбонатом, эпидотом, редко цеолитами.

Габбро-диабазы и диабазы состоят из основного плагиоклаза (40—60%), пироксена (30—40%), роговой обманки (10—20%) и небольшого количества биотита (0—10%). Наиболее типичные акцессорные минералы — апатит, титано-магнетит, пирит, сфен. Свежие разности встречаются сравнительно редко, обычно габбро-диабазы и диабазы аутометасоматически изменены. Это изменение выражается прежде всего в замещении темноцветов уралитовой роговой обманкой, актинолитом и тремолитом и в сосюритизации плагиоклаза. В более глубоко измененных породах проявляется альбитизация основного плагиоклаза, калишпатизация и окварцевание.

Структура породы офитовая, местами переходная к габбровой. Для диабазов очень характерна пойкилоофитовая структура.

Плагиоклаз по составу колеблется от лабрадора до битовнита, меняясь в пределах одного кристалла. Зональная структура плагиоклаза очень типична для габбро-диабазов. В табл. 4 сведены данные о со-

Таблица 4

№ шлифа	Содержание Ап в %	Закон двойнигования	2V	Примечание
207	55	Альбитовый		Край зерна
207	80	»		Центр зерна
213	50	»		Край зерна
213	70	»		Центр зерна
213	65—70	Периклиновый	+75—+80	Слабо зональный
344	57	Альбитовый	+80	Не зональный
362	56	»		Не зональный

ставе и некоторых оптических свойствах плагноклазов из габбро-диабазов Каргинского узла.

Пироксен представлен титанистым салит-авгитом с отчетливым кремновым оттенком. Оптические свойства пироксена приведены в табл. 5.

Таблица 5

Оптические свойства пироксена габбро-диабазов

Р а й о н	cNg	$2V$	Nm	$ Ng-Np $	$MgSiO_3$	$FeSiO_3$	$CaSiO_3$
Басс. р. Ишти-Хем	52—46	+54	1,698	0,028	35	21	44
Басс. р. Торгалык	52—51	+54— +55	1,696	0,025	36	19	45

Угол оптических осей пироксена является очень устойчивой константой и постоянно равен +55 — +54°. Угол cNg , наоборот, значительно колеблется (от 52 до 46°), иногда понижаясь до 40°.

Роговая обманка окрашена в бурый цвет, образуется после пироксена и часто обрастает кристаллы последнего. Угол оптических осей ее отрицательный и равен 78—80°. Угол cNg около 23°.

Биотит присутствует почти во всех сравнительно свежих габбро-диабазов. Кристаллизуется он после бурой роговой обманки. В амфиболизированных разностях биотит не устанавливается, так как он легко замещается вторичными амфиболами. В табл. 6 приведены показатели преломления биотита из габбро-диабазов и для сравнения из других пород торгалыкского комплекса.

Таблица 6

Состав биотитов из различных пород торгалыкского комплекса

П о р о д а	Показатели преломления (N_g)	Железистость (по Трёгеру, %)	Название минерала
● ливинное габбро и габбро-перидотит	1,624—1,629	32—36	Мероксен
Габбро-диабаз	1,655—1,657	55—57	Лепидомелан
Биотитовый гранит	1,659—1,661	60—62	»

Из табл. 6 видно, что показатель преломления (а следовательно, и железистость) у биотита габбро-диабазов значительно выше, чем у биотита из оливинсодержащих пород, и несколько меньше, чем у биотита из гранитов.

Из вторичных минералов, кроме указанных выше амфиболов, в габбро-диабазов часто встречаются эпидот, цоизит, хлорит, иногда альбит, кварц, скаполит, пренит, карбонат, лейкоксен и турмалин. Очень характерны жилки натрового скаполита (мариалита) и пренита.

С габбро-диабазов ассоциируют своеобразные диабазовые пегматиты, образующие шпиль и жилы мощностью до 1 м и протяженностью до 30 м. Диабазовые пегматиты сложены зональным андезином, пироксеном и амфиболом. Размеры кристаллов обычно 2—3 см, иногда до 10—15 см. В большинстве случаев диабазовые пегматиты интенсивно амфиболлизированы и альбитизированы. Часто в них содержится значительное количество титаномagnetита и апатита.

Амфиболизированные габбро-диабазы и кремнисто-щелочные метасоматиты. Как уже отмечалось, габбро-диабазы торгалыкского комплекса испытали интенсивный автометасоматоз. Наиболее широко распространена амфиболизация темноцветных минералов, одновременно с которой происходит сосюритизация плагиоклаза. Иногда вокруг кристаллов сосюритизированного плагиоклаза появляются тонкие каемки альбита. Сохраняется офитовая структура породы. Вторичный амфибол представлен зеленой или пятнистой уралитовой роговой обманкой, тремолитом и актинолитом. Для уралитовой роговой обманки из габбро-диабазов бассейна р. Ишти-Хем установлены следующие оптические константы:

$$2V = -75^\circ; cNg = 13-22^\circ, Np = 1,653,$$

$$Nm = 1,667, \text{ двупреломление около } 0,025.$$

Кремнисто-щелочные метасоматиты залегают среди амфиболизированных габбро-диабазов в виде линейно вытянутых тел мощностью до 5 м со сложными контактами (рис. 6). Местами метасоматическим

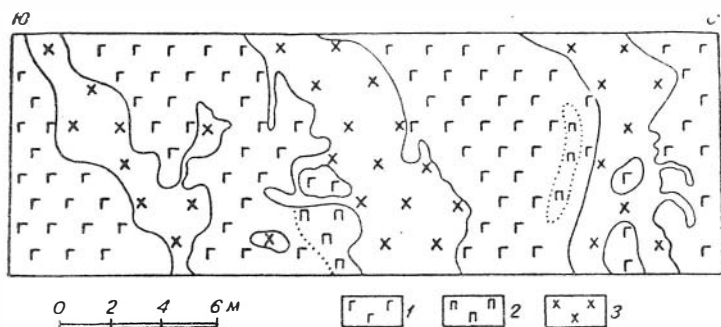


Рис. 6. Тела кремнисто-щелочных метасоматитов среди амфиболизированных габбро-диабазов (зарисовка обнажения, р. Ишти-Хем):

1 — амфиболизированные средне- и крупнокристаллические габбро-диабазы; 2 — гигантокристаллические амфиболизированные габбро-диабазы; 3 — метасоматические кварцевые альбититы.

изменениям подвержены целые массивы габброидов или значительные их части (бассейн р. Сев. Торгалык, район пос. Саглы). Метасоматиты представляют собой светло-серые или розовато-серые породы, состоящие из альбита (60—80%), амфибола (5—20%), кварца (до 30%), небольшого количества калишпата (до 10%), эпидота, титаномагнетита, сфена и апатита. Сохраняется структура замещаемой породы. Характерны скопления кварца и эпидота, которые образуют гнезда до 30 см в поперечнике.

Альбит имеет четкие кристаллографические очертания, унаследованные от замещаемого им более основного плагиоклаза, и часто содержит значительное количество мелких включений эпидота, амфибола и апатита. Изучение альбита на Федоровском столике и в иммерсии показало, что содержание анортитовой молекулы в нем составляет 3—4%, редко поднимаясь до 5%, угол оптических осей положительный (80°).

Роговая обманка резко ксеноморфна по отношению к альбиту и по оптическим свойствам аналогична таковой из амфиболизированного габбро.

Калишпат всегда развивается по альбиту, замещая его. Он образует скелетные кристаллы, форма которых подчинена спайности и плоскостям двойникования альбита.

Кварц присутствует в переменных количествах. При незначительном содержании (около 5%) он выполняет промежутки между кристаллами альбита и амфибола. При более интенсивном окварцевании кварц замещает кристаллы альбита, а иногда и амфибола.

Эпидот постоянно присутствует в метасоматитах, образуясь за счет кальция, высвобождающегося при альбитизации основного плагиоклаза.

Намечаются следующие четыре стадии метасоматического замещения габбро-диабазов и диабазов торгалыкского комплекса, последовательно сменяющие друг друга во времени: 1) амфиболизация, 2) альбитизация, 3) калишпатизация, 4) окварцевание.

Эти процессы носят автосоматический характер, что доказывается прежде всего четкой приуроченностью их к массивам торгалыкского комплекса. Кроме того, в районе развития интрузий торгалыкского комплекса отсутствуют более молодые магматические образования, с которыми можно было бы связать кремнисто-щелочной метасоматоз. Вероятнее всего, метасоматоз вызван восходящими кремнисто-щелочными растворами, возникшими в глубинном магматическом очаге при обособлении гранитоидного расплава, внедрение которого в верхние слои литосферы составляет вторую фазу торгалыкского комплекса.

2. Породы второй фазы

По составу это граносиениты, биотитовые и щелочные граниты. Окраска их серая, реже розовато-серая, структура средне- и мелкокристаллическая, иногда порфириовидная. Минералогический состав некоторых типичных пород второй фазы торгалыкского комплекса показан в табл. 7.

Таблица 7

Количественно-минералогический состав гранитоидов торгалыкского комплекса (в объемных проц.)

Минералы	Граносиениты Нижнеула-тай- ского массива	Микрограносиени- ты горы Кунол	Щелочные гра- ниты лево- бережья р. Талайлык	Биотитовые граниты Чу- машинского массива
Плагиоклаз	—	—	—	35
Микроклин	—	—	—	28
Антипертит	79	76	64	—
Кварц	12	11	30	21
Биотит	—	—	—	15
Роговая обманка	8	10	—	—
Арфведсонит	—	—	5	—
Аксессорин	1	3	1	1

Плагиоклаз в чистом виде встречается только в биотитовых гранитах и представлен альбитом, содержащим 5—7% анортиговой молекулы.

Угол оптических осей его колеблется от —85 до +85°, альбит образует в гранитах идиоморфные, полисинтетически сдвойникованные кри-

сталлы. В этих же породах присутствует микроклин (20—35%), образующий ксеноморфные по отношению к альбиту зерна.

В граносиенитах и щелочных гранитах преобладают калинатровые полевые шпаты, представленные антипертитом и пертитом, причем в граносиенитах центральной части кристаллы сложены чистым плагиоклазом, периферические же — антипертитом и пертитом. Переходы от плагиоклаза к антипертиту и далее к пертиту постепенные. Для щелочных гранитов здесь более характерны незональные пертиты и антипертиты.

Кварц ксеноморфен по отношению к полевым шпатам. Местами он образует с ними гранофировые сростки.

Темноцветные минералы в разных породах различны. В гранитах Чумашенского массива установлен только биотит, постоянно присутствующий здесь в значительном количестве.

Биотит встречается также и в граносиенитах (г. Купол), где он развивается по амфиболу. Типичным для граносиенитов темноцветным минералом является полущелочная роговая обманка плеохроирующая от светло-коричневого по *Ng* до темно-зеленого или темно-синевато-зеленого по *Mr*. Характерна апацитизация этой роговой обманки, особенно в краевых частях массивов. В щелочных гранитах темноцветы представлены эгирин-авгитом и развивающимся по нему арфведсонитом. Последний плеохроирует от светло-коричневого по *Ng* до темно-синего, почти черного по *Nm*. Эгирин-авгит, арфведсонит и полущелочная роговая обманка кристаллизуются после полевых шпатов и кварца, выполняя промежутки между ними, и поэтому образуют кристаллы причудливых очертаний.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом. В гранитах Чумашенского массива установлены, кроме того, турмалин и флюорит. Последние два минерала образовались в гидротермальную стадию. Для гранитов Чумашенского массива очень характерны также скаполитовые жилки мощностью до 10—15 см.

Контактные изменения

Вмещающие осадочные породы в контактах с габброидами испытывают очень незначительную хлоритизацию и перекристаллизацию цемента. Внешне это обычно выражается в изменении лиловой и бурой окраски вмещающих пород на темно-зеленую. Контактное воздействие гранитоидов также ничтожно и выражается в хлоритизации и окварцевании. Мощность зон контактово-измененных пород измеряется первыми сантиметрами и нигде не превышает 1 м. Следует особо подчеркнуть полное отсутствие роговиков в контактах гранитоидов 2-й фазы торгалыкского комплекса, столь характерных для гранитов байтайгинского комплекса Саяно-Шапшальской зоны.

Петрохимия торгалыкского комплекса

Для характеристики химического состава пород торгалыкского комплекса нами использованы 27 химических анализов, 19 из которых заимствованы из фондовых материалов Горной экспедиции и ВСЕГЕИ, а 8 выполнены по нашим образцам в лаборатории института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком П. А. Комаровой. Анализы изверженных пород пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого [9]. Для каждой группы пород подсчитан средний химический состав. Внутри

Таблица 8

Химический состав габбро-диабазов торгалыкского комплекса

№ анализа	Химический состав габбро-диабазов торгалыкского комплекса												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
1	43,44	5,60	13,50	6,78	8,75	—	6,84	8,99	2,53	0,85	—	2,56	99,84
2	43,71	0,93	17,90	4,84	12,53	0,33	5,67	7,35	3,50	0,84	—	2,46	100,06
3	45,16	1,52	18,24	1,88	6,81	0,14	8,63	9,54	2,40	0,87	0,7	3,98	99,87
4	46,12	2,50	16,51	4,14	7,92	0,76	7,67	7,08	3,75	0,47	—	3,40	100,32
5	46,36	3,12	16,25	4,22	8,11	—	6,13	8,79	5,48	0,78	—	0,32	99,56
6	46,57	1,82	15,79	5,06	8,26	0,28	6,99	9,55	2,61	0,50	0,23	2,65	100,31
7	46,90	3,00	16,43	6,29	9,43	0,90	4,65	7,19	4,86	0,25	0,08	0,46	100,44
8	47,52	0,80	16,20	2,79	7,19	0,19	9,60	9,95	2,43	0,96	—	2,57	100,20
9	47,82	1,56	16,00	4,18	6,55	0,14	7,18	7,74	1,82	1,96	1,45	4,45	100,85
10	48,36	0,69	15,58	3,03	6,95	0,15	7,74	12,00	2,29	0,96	—	2,23	99,98
11	48,74	1,63	17,04	3,11	7,63	0,15	6,02	8,48	3,97	0,48	—	3,02	100,27
12	50,78	2,30	14,80	4,93	8,21	0,64	5,08	5,95	5,53	0,94	—	1,32	100,48
13	46,80	2,12	16,19	4,27	8,20	0,31	6,86	8,55	3,43	0,82	0,20	2,45	100,20

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	Q	$a:c$	$f':m'$
1	7,0	5,7	31,9	55,4	45,5	37,2	17,3	81,0	-8,9	1,23	1,09
2	9,5	8,0	29,0	53,5	59,9	35,0	5,1	85,5	-20,0	1,20	1,71
3	7,1	9,4	27,3	56,2	32,3	57,0	10,7	80,4	-11,2	0,76	0,57
4	9,2	6,8	27,7	56,3	44,0	48,4	7,6	92,5	-12,6	1,35	0,91
5	13,1	4,2	27,9	54,8	40,0	36,9	23,1	91,2	-20,8	3,12	1,09
6	6,6	7,6	29,5	56,3	43,6	41,6	14,8	89,4	-8,2	0,87	1,05
7	11,1	5,6	27,0	56,3	58,6	29,5	11,9	97,0	-15,2	1,98	1,99
8	6,9	7,5	30,4	55,2	30,9	53,6	15,5	79,0	-10,9	0,92	0,58
9	7,3	7,8	25,7	59,2	41,0	50,2	8,8	59,0	-4,0	0,94	0,82
10	6,5	7,2	30,2	56,1	31,0	44,0	25,0	78,0	-7,5	0,90	0,75
11	9,8	6,9	24,6	58,7	41,9	42,7	15,4	93,0	-9,1	1,62	0,98
12	13,5	3,0	24,9	58,6	49,5	34,1	16,4	90,0	-12,8	4,5	1,45
13	9,1	6,6	27,8	56,5	42,6	42,8	14,6	85,2	-11,8	1,38	0,99

Примечание: анализы 5, 7, 12 выполнены из альбитизированных разностей габбро-диабазов.

- 1 — габбро-диабаз, нижнее течение р. Сев. Торгалык, обр. 2121, по Г. Г. Сахапову и Н. И. Васильеву, 1958;
- 2 — роговообманковый габбро-диабаз, хр. Цаган-Шибэту, кл. Кадыр-Оруг, обр. 311, новый анализ;
- 3 — габбро, хр. Цаган-Шибэту, по А. Л. Додину, 1947;
- 4 — габбро-диабаз, р. Остуг-Хем, проба 217, по А. А. Склярову, 1957;
- 5 — габбро-диабаз, нижнее течение р. Сев. Торгалык, обр. 66, по Г. Г. Сахапову и Н. И. Васильеву, 1958;
- 6 — габбро-диабаз, басс. р. Улатай, по П. В. Коростину, 1947;
- 7 — габбро-диабаз, левобережье р. Барлык, обр. 365, по Глезденсу и др., 1957;
- 8 — крупнокристаллический габбро-диабаз, хр. Цаган-Шибэту, кл. Кадыр-Оруг, обр. 334, новый анализ;
- 9 — габбро-диабаз, нижнее течение р. Сев. Торгалык, обр. 1050, по А. Н. Кену, 1958;
- 10 — габбро-диабаз, хр. Цаган-Шибэту, р. Куве-Даба, обр. 354, новый анализ.
- 11 — габбро-диабаз, р. Остуг-Хем, проба 218, по А. А. Склярову, 1957;
- 12 — габбро-диабаз, р. Остуг-Хем, проба 217, по А. А. Склярову, 1957;
- 13 — среднее из 12 анализов, приведенных в данной таблице;

групп анализы размещены в порядке возрастания содержания кремнезема. 6 анализов пересчитаны по методу Т. Барта для выявления особенностей метасоматических процессов в габброидах торгалыкского комплекса.

Габбро-диабазы и диабазы. В количественном отношении эта группа пород резко преобладает над породами иного состава, а поэтому можно предположить, что средний состав ее ближе всего соответствует составу недифференцированной магмы торгалыкского комплекса (табл. 8, 9). По классификации А. Н. Заварицкого большинство габбро-диабазов относится к классу слабо насыщенных кремнекислотой пород ($-6 > Q > -15$), бедных щелочами ($a:c < 2$). Два анализа сделаны из габбро-диабазов, не насыщенных кремнекислотой, причем один из них попадает в группу щелочных пород (анализ № 5). Отношение железа к магнию в среднем близко к 1 и ни в одном случае не поднимается выше 2. Такая величина отношения $f':m'$ характерна для многих разновидностей траппов и других пород габброидного состава.

Габбро-перидотиты. Они сильно обогащены магниевым оливином и основным плагиоклазом и являются протокристаллическими породами, что подтверждается имеющимися у нас двумя химическими анализами (табл. 10, 11). Они относятся к классу не насыщенных кремнекислотой пород и бедны щелочами ($a:c < 2$). Характерна также очень низкая величина отношения железа к магнезию.

Таблица 10

Химический состав габбро-перидотитов торгалыкского комплекса

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
14	41,16	0,62	8,67	3,07	9,17	—	27,1	5,01	1,10	0,15	0,27	3,18	99,50
15	41,84	0,40	11,96	0,68	10,58	0,22	21,26	7,68	0,61	0,28	0,39	3,66	99,56
16	41,50	0,51	10,31	1,87	9,88	0,11	24,18	6,35	0,85	0,22	0,33	3,42	99,53

Таблица 11

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>f</i> '	<i>m</i> '	<i>c</i> '	<i>n</i>	<i>Q</i>	<i>a:c</i>	<i>f' : m</i> '
14	2,4	3,9	51,9	41,8	19,2	78,0	2,8	92,3	—25,1	0,62	0,25
15	1,7	6,7	46,3	45,3	22,2	73,2	4,6	77,0	—19,5	0,25	0,30
16	2,0	5,3	49,2	43,5	20,5	76,0	3,5	87,5	—22,3	0,38	0,27

14 — габбро-перидотит, верховья р. Сев. Торгалык, обр. Ш-8, по Г. Г. Сахалову и Н. И. Васильеву, 1958;

15 — габбро-перидотит, обр. 5866, по М. В. Занину, 1947;

16 — среднее из двух анализов, приведенных в данной таблице.

Гранитоиды. Гранитоиды торгалыкского комплекса разнообразны по петрографическому составу, и это, естественно, находит отражение в их химизме. Приведенные ниже (табл. 12, 13) 8 анализов по-

Таблица 12

Химический состав гранитоидов торгалыкского комплекса

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
17	66,86	0,85	14,06	1,02	4,97	0,04	1,61	1,12	2,42	5,14	0,19	1,26	99,54
18	67,58	0,60	15,02	2,09	3,59	0,03	1,15	1,00	5,03	4,06	0,32	0,20	100,67
19	67,74	0,34	13,79	1,94	3,28	0,12	0,37	2,06	4,09	4,82	0,50	1,24	100,29
20	69,41	0,45	12,27	3,55	3,44	0,10	—	1,07	4,18	4,22	—	1,03	99,72
21	70,66	0,29	13,41	1,39	2,65	0,08	0,10	1,16	4,64	4,99	0,17	0,61	100,15
22	70,76	0,35	14,80	2,45	0,90	0,05	0,66	1,96	3,81	4,09	0,14	—	99,97
23	71,50	0,12	11,85	1,74	2,42	0,11	0,37	2,35	3,10	5,87	0,13	0,64	100,20
24	72,80	0,46	10,50	2,18	4,22	0,08	0,25	0,65	4,02	3,73	0,14	1,36	100,39
25	69,66	0,43	13,21	2,05	3,18	0,08	0,56	1,42	3,91	4,62	0,20	0,79	100,11

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	<i>a:c</i>	<i>f:m</i>
17	12,4	1,3	11,6	74,7	49,7	22,9	—	27,4	41,5	+23,3	9,54	2,17
18	16,4	1,2	7,7	74,7	68,3	24,0	—	7,7	66,0	+15,4	13,68	2,85
19	15,9	1,2	5,9	77,0	67,9	10,3	21,8	—	56,4	+21,0	13,27	6,59
20	15,0	0,5	7,0	77,5	89,5	0,0	10,5	—	60,0	+24,5	30,00	—
21	16,9	0,2	5,1	77,8	72,2	3,9	23,9	—	58,6	+21,6	84,40	18,50
22	14,1	2,3	4,7	78,9	62,8	22,9	—	14,3	58,1	+24,3	6,13	2,74
23	14,8	0,2	6,6	78,4	55,0	7,0	38,0	—	44,2	+27,0	74,00	7,85
24	13,5	0,2	6,7	79,7	82,3	5,9	11,8	—	62,2	+32,1	67,50	13,90
25	15,0	1,1	6,1	77,8	76,9	14,3	8,8	—	56,2	+24,5	13,60	5,38

17 — биотитовый гранит, среднее течение р. Чумашен, обр. 9003, по Глезденеву и др., 1957; 18 — биотитовый гранит, среднее течение р. Чумашен, обр. 4031, по Г. И. Ивановой, 1956; 19 — мелкокристаллический порфиroidный граносиенит, г. Купол, нижнее течение р. Сев. Торгалык, по А. Н. Кену, 1958; 20 — щелочной гранит, правобережье р. Талайлык, обр. 310, новый анализ; 21 — граносиенит, нижнее течение р. Улатай, обр. 1195, по А. Н. Кену, 1958; 22 — биотитовый гранофир, басс. р. Улуг-Хондэргей, проба 104, по А. А. Склярву и Н. А. Храброву, 1958; 23 — граносиенит-порфир, р. Улатай, по П. В. Коростину, 1947; 24 — щелочной гранит, правобережье р. Талайлык, обр. 9007, по Глезденеву и др., 1957; 25 — среднее из 8 анализов, приведенных в данной таблице.

казывают, что граносиениты и щелочные граниты относятся к нормальному ряду, биотитовые граниты пересыщены алюминием. Все гранитоиды принадлежит к классу пород, пересыщенных кремнекислотой. Отношение *a:c* сильно изменчиво и поднимается до 84. Большая часть гранитоидов попадает в группу богатых щелочами пород, частично в группу умеренно богатых щелочами, и один щелочной гранит слабо пересыщен щелочами (анализ № 24). Отношение *f':m'* колеблется в широких пределах, однако редко опускается ниже 2,5 и в среднем составляет 5,38. Еще одной особенностью гранитоидов является примерно равное содержание в них К и Na, при незначительном преобладании последнего (*n*=от 41,5 до 66,0).

Анализы пород торгалыкского комплекса нанесены на петрохимическую диаграмму (рис. 7), на которой для сравнения показаны также петрохимические типы естественных ассоциаций вулканических пород по А. Н. Заварицкому [9]. Сравнение показывает, что ассоциация пород торгалыкского комплекса ближе всего соответствует типу Сан-Франциско по Заварицкому. Анализы некоторых габбро-диабазов сильно отклоняются в сторону пород, обогащенных щелочами. Вообще для габброидов торгалыкского комплекса характерна значительная изменчивость числовых характеристик *a* и *c*. Это может быть вызвано целым рядом причин и прежде всего разным соотношением в породах темновесных минералов и плагиоклаза, повышенной щелочностью некоторых разностей, обусловленной дифференциацией магмы и частично наложенными аутометасоматическими процессами, хотя нами и выбирались для анализа образцы наиболее свежих пород. Характерной особенностью торгалыкского комплекса является резкая дифференцированность его по составу на три обособленные группы и отсутствие переходных, промежуточных разностей.

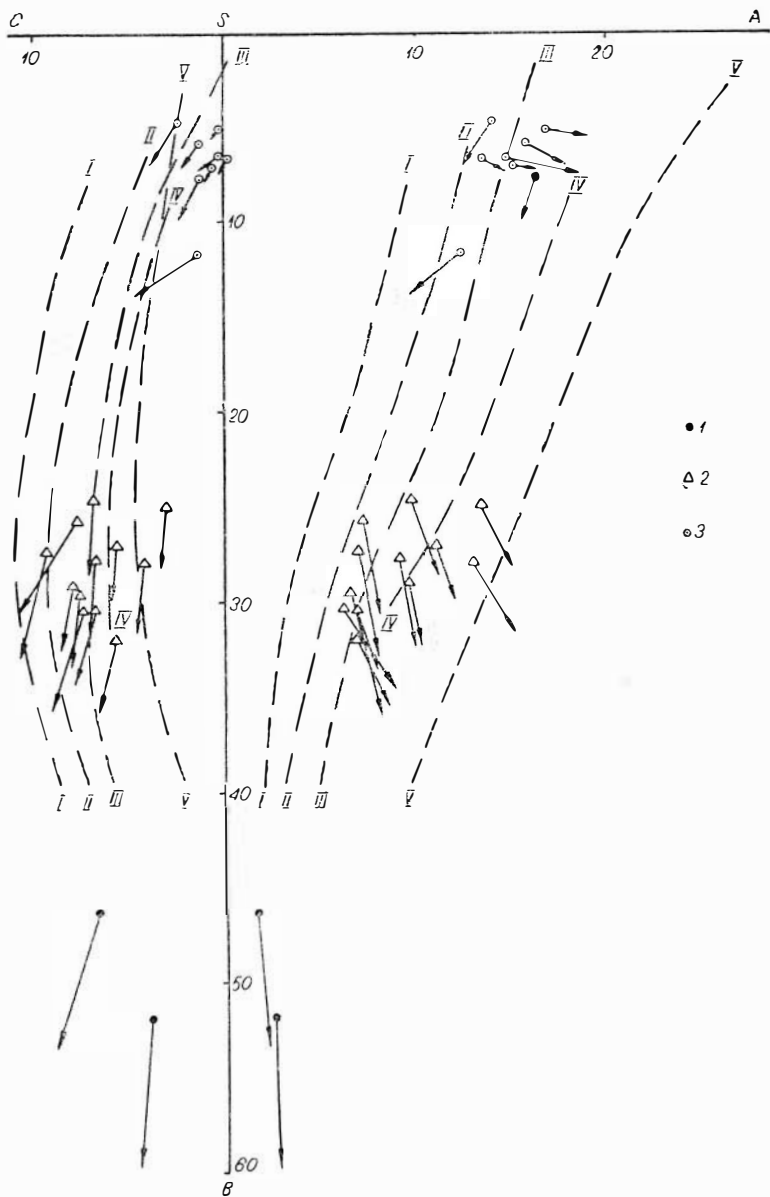


Рис. 7. Диаграмма химических составов пород торгалыкского комплекса. Штриховыми линиями показаны типы естественных ассоциаций вулканических пород по А. Н. Заварицкому: I—I — Мон-Пеле, II—II — Лассен-Пик, III—III — Сан-Франциско, IV—IV — Этна, V—V — Марос-Хайвуд; 1 — габбро-перидотиты, 2 — габбро-диабазы, 3 — граносиениты, щелочные и биотитовые граниты.

Особенности состава пород торгалыкского комплекса иллюстрируются диаграммой, на которой по вертикальной оси складывались отношения $\frac{f'}{m' + f'} \cdot 100$, а по горизонтальной — $\frac{a}{a + c} \cdot 100$ (рис. 8). Положение

химических анализов на этой диаграмме показывает, что в процессе эволюции магмы происходило непрерывное и пропорциональное увеличение железа по отношению к магнию и щелочей по отношению к полевошпатовой извести. На этой же диаграмме нанесена вариационная линия пород интрузии Скаергаард [46]. Сравнение ее с вариационной линией пород торгалыкского комплекса показывает, что последние значительно богаче щелочами, но относительное увеличение железа в них происходило менее интенсивно.

Далее на двух примерах рассмотрим химизм автоматоматических процессов в габбро-диабазе торгалыкского комплекса:

1. В бассейне кл. Кадыр-Оруг (хр. Цаган-Шибэту), в 1 км восточнее высоты 2811,4 м, песчаники и алевролиты D₂—D₃ прорваны штокообразным телом среднекристаллических роговообманковых габбро-диабазов, слабо амфиболизованных. Массив имеет изометричные очертания (в плане) и незначительные размеры (около 350 м в поперечнике). В южной его части габбро-диабазы интенсивно альбитизированы. Ширина зоны альбитизации около 50 м. Переход от альбитизированных габбро-диабазов к неальбитизированным постепенный. Сделано два химических анализа: один из роговообманкового габбро-диабазы, другой — из альбитизированного габбро-диабазы (табл. 14). Результаты анализов, пересчитанные по методу Т. Барта, изображены графически (рис. 9) и отчетливо показывают, что альбитизация и окварцевание (привнос Na и Si) сопровождалась интенсивным выносом магния, закисного железа, кальция и алюминия. Количество окисного железа, титана и калия остается примерно постоянным.

2. В среднем течении р. Ишти-Хем осадочные породы среднего девона прорваны штокообразным телом габброидов торгалыкского комплекса, северная часть которого сложена интенсивно амфиболизованными габбро-диабазами. Среди последних в большом количестве встречаются широтно вытянутые тела кварцево-альбитовых пород мощностью до 5 м, возникших в результате кремнисто-щелочного метасоматоза (см. рис. 6). Здесь же среди амфиболизованных габбро-диабазов размещаются широкообразные тела крупнокристаллических, существенно альбитовых пород с небольшим количеством амфибола, эпидота, титаномagnetита, сфена и апатита. Выполнены химические анализы из

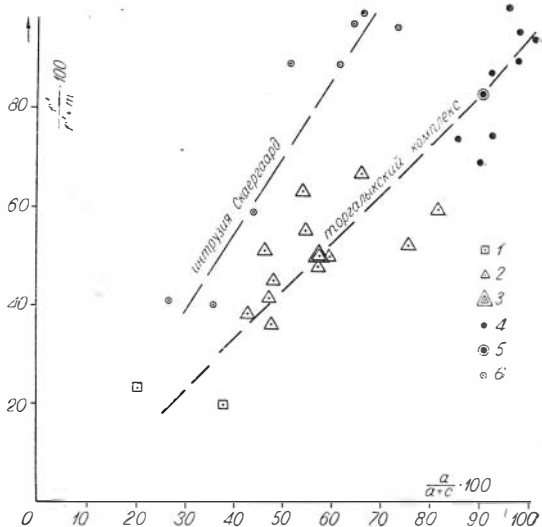


Рис. 8. Направление дифференциации в торгалыкском комплексе (диаграмма составлена по методу, предложенному В. А. Кутолинным): 1—5 — породы торгалыкского комплекса (1 — габбро-перидотиты, 2 — габбро-диабазы, 3 — средний состав габбро-диабазов, 4 — гранитоиды, 5 — средний состав гранитоидов); 6 — породы интрузии Скаергаард.

амфиболизированных габбро-диабазов, кварцево-альбитовых пород (кварцевых альбититов) и крупнокристаллических альбититов (бескварцевых) (табл. 14). Результаты пересчета этих анализов по методу Т. Барта изображены на рис. 10. Предполагается, что состав габбро-диабазов рассматриваемого массива был близок к среднему составу габбро-диабазов торгалыкского комплекса. Крупнокристаллические

Таблица 14

Химический состав в весовых % (А) и количество электроположительных ионов в стандартной ячейке по Т. Барту (Б) некоторых пород торгалыкского комплекса

№ анализа		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
26	А	54,97	0,85	16,20	4,51	9,26	0,31	1,68	3,94	6,33	0,85	1021
	Б	529	6	184	32	75	2	24	40	118	11	
27	А	72,62	0,39	12,90	2,43	0,96	0,04	0,64	2,31	6,47	сл.	940
	Б	640	3	133	16	7	—	8	22	111	—	
28	А	52,87	0,96	17,12	3,83	7,59	0,20	2,43	6,25	6,47	0,72	1034
	Б	511	7	195	28	62	2	34	65	121	9	
29	А	41,86	0,91	13,74	8,82	12,53	0,27	6,44	8,96	1,89	0,72	1056
	Б	443	7	171	70	110	2	102	102	39	10	
2	А	43,71	0,93	17,90	4,84	12,53	0,33	5,67	7,35	3,50	0,8	1061
	Б	446	7	215	37	106	3	86	80	69	12	
13	А	46,80	2,12	16,19	4,27	8,20	0,31	6,86	8,55	3,43	0,82	1045
	Б	467	16	190	32	68	2	102	91	66	11	

- 26 — альбитизированный габбро-диабаз, хр. Цаган-Шибэту, кл. Кадыр-Оруг, обр. 327, новый анализ;
 27 — кварцевый альбитит, р. Ишти-Хем, обр. 606, новый анализ;
 28 — крупнокристаллический альбитит, р. Ишти-Хем, обр. 612, новый анализ;
 29 — амфиболизированный габбро-диабаз, р. Ишти-Хем, обр. 609, новый анализ;
 2 — роговообманковый габбро-диабаз, хр. Цаган-Шибэту, кл. Кадыр-Оруг, обр. 331, новый анализ;
 13 — среднее из 12 анализов габбро-диабазов, приведенных в табл. 9.

альбититы возникли в результате существенно натрового метасоматоза, в то время как образование кварцевых метасоматитов произошло в результате натрового и затем кремнистого метасоматоза. Таким образом, на этом примере мы можем проследить поведение элементов на двух стадиях метасоматического процесса. Сравнение составов крупнокристаллического альбитита и среднего габбро-диабазы показывает, что альбитизация сопровождалась интенсивным выносом магния и частично кальция. Содержание железа и алюминия остается примерно одинаковым. В процессе кремнистого метасоматоза (ср. анализы 28 и 27) происходит интенсивный вынос железа, особенно закисного, а также кальция, магния и алюминия. Далее, сравнивая составы среднего габбро-диабазы и амфиболизированного габбро-диабазы р. Ишти-Хем, можно видеть, что последний отличается значительным содержанием

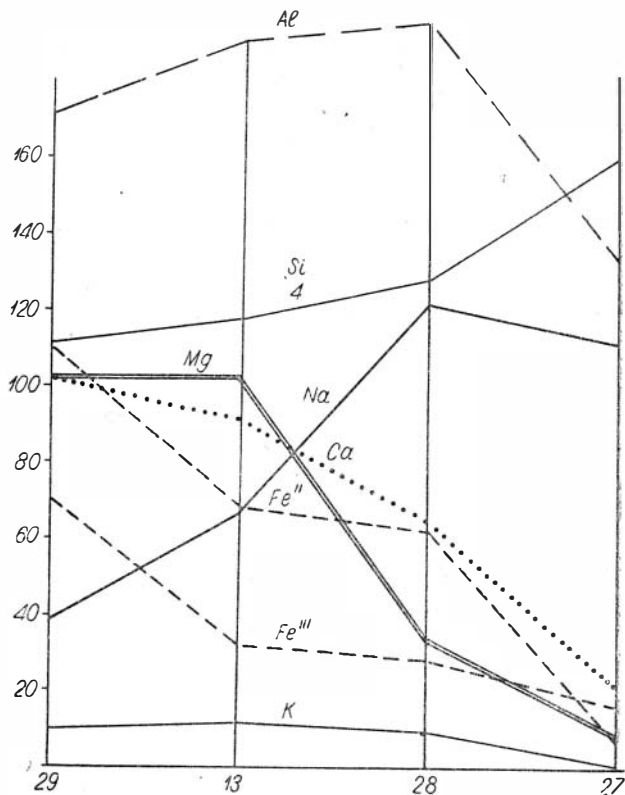
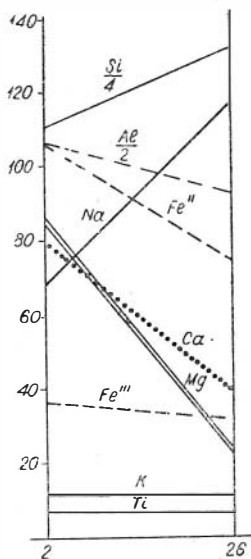


Рис. 9 и 10.
 Диаграмма изменения
 состава габбро-диа-
 базов при аутомета-
 соматозе
 (по Т. Барту).
 Цифры внизу соответ-
 ствуют номерам анализв,
 помещенных в табл. 14.

железа и беднее натрием. Очевидно, освобождающееся в процессе кремнисто-щелочного метасоматоза железо частично фиксировалось во вмещающих амфиболизированных габбро-диабазлах.

Фация глубинности

Массивы торгалыкского комплекса сформировались в условиях гипабиссальной (малоглубинной) фации, о чем свидетельствует исключительно широкое распространение офитовой структуры, наличие закаленных краевых фаций, слабое контактовое воздействие на вмещающие породы, интенсивный аутометасоматоз, отсутствие аплитов и пегматитов в связи с породами кислого состава. Полнокристаллический характер пород торгалыкского комплекса, а также часто встречающиеся в габбро-диабазлах крупнозернистые и среднезернистые структуры не позволяют отнести их к приповерхностным фациям. Однако, по геологическим данным, глубина формирования массивов торгалыкского комплекса лишь в некоторых случаях достигает 5—6 км (Чиргакский узел, габбро-диабазы среди отложений силура в ядре антиклинальной складки), чаще же составляет не более 2—3 км (Каргинский узел), т. е. приблизительно такая же, как для многих интрузивных тел баянкольского комплекса. Тем не менее в массивах торгалыкского комплекса, сформировавшихся на незначительной глубине, совершенно отсутствуют породы эффузивного облика. В связи с этим необходимо еще раз подчеркнуть, что, кроме глубины становления и тектонической обстановки, на фациальный облик пород, по-видимому, большое влияние оказывают иные факторы, в частности особенности состава и энергетическое состояние магмы.

Сравнительная характеристика баянкольского и торгалыкского комплексов

Рассмотрим здесь прежде всего важнейшие различия интрузивных пород баянкольского и торгалыкского комплексов. Первостепенное значение имеют структурные особенности, позволяющие установить принадлежность интрузивов к тому или другому комплексу непосредственно в полевой обстановке. Структурные различия заключаются в том, что интрузивные породы баянкольского комплекса обладают микрокристаллической, часто порфировой, структурой и имеют эффузивный облик, в то время как породы торгалыкского комплекса всегда полнокристаллические и в большинстве случаев имеют среднезернистое и крупнозернистое сложение. Для баянкольского комплекса в целом характерен непрерывный по составу ряд пород от диабазов до кварцевых порфиров. В торгалыкском комплексе резко преобладают основные породы (габбро-диабазы) и полностью отсутствуют средние разновидности. Характерными являются оливиновые габбро и габбро-перидотиты, отсутствующие в баянкольском комплексе.

Миндалекаменная текстура типична для пород баянкольского комплекса.

В породах торгалыкского комплекса миндалины встречаются редко, как правило очень мелки, и устанавливаются лишь при микроскопическом исследовании.

В качестве вспомогательных признаков для установления принадлежности интрузий к одному из выделяемых комплексов могут быть использованы особенности автометасоматических процессов и химизма, форма интрузивных тел и рудоносность комплексов. Так: 1) автометасоматические альбитизация и окварцевание весьма характерны для торгалыкского комплекса и имеют ограниченное распространение в магматических телах баянкольского комплекса; 2) ассоциация пород, объединяемых в торгалыкский комплекс, отличается повышенной щелочностью по сравнению с породами баянкольского комплекса; 3) интрузии баянкольского комплекса чаще всего образуют трещинные тела и силлы, в то время как для массивов торгалыкского комплекса наиболее характерна штокообразная форма; 4) с торгалыкским комплексом генетически связано железное и титановое оруденение, для баянкольского комплекса характерна полиметаллическая минерализация.

Наряду с четким различием выделяемых комплексов некоторые породы обнаруживают сходство в петрографическом составе. Такое сходство установлено для основных пород баянкольского и торгалыкского комплексов и выражается в следующем. В габброидах обоих комплексов широко распространен моноклинный пироксен, представленный чаще всего титанистым авгитом. Характерными аксессуарными минералами основных пород баянкольского комплекса являются титаномагнетит, сфен, апатит, которые постоянно присутствуют и в габброидах торгалыкского комплекса. Эти черты сходства, на наш взгляд, свидетельствуют о генетическом родстве выделяемых комплексов, представляющих собой единую магматическую серию, возникшую в процессе формирования межгорного прогиба.

Остановимся теперь на вопросе о возрастном соотношении баянкольского и торгалыкского комплексов. Геологические данные о возрасте этих комплексов приведены при их характеристике. Здесь следует подчеркнуть, что баянкольский комплекс является более древним, причем вначале происходило излияние лав (главным образом в нижнем девоне), а затем внедрение поствулканических интрузий (преимущественно

венно в среднем девоне). Становление интрузий торгалыкского комплекса произошло в верхнем девоне. Однако часть интрузий баянкольского комплекса внедрялась в верхнем девоне и даже в нижнем карбо-

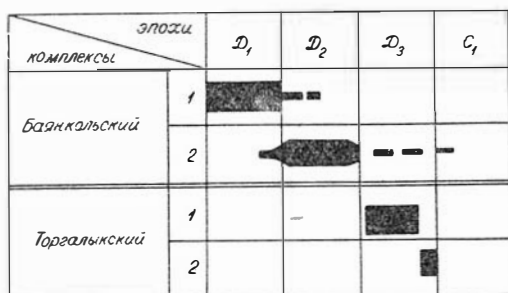


Рис. 11. Возрастное соотношение баянкольского и торгалыкского комплексов:

Баянкольский комплекс: 1 — излияние эффузивов; 2 — становление пост-вулканических интрузий.
Торгалыкский комплекс: 1 — становление габброидов; 2 — становление гранитоидов.

не. Таким образом, имеется некоторое возрастное перекрытие этих комплексов. Наши представления о возрастном соотношении рассматриваемых комплексов изображены на рис. 11.

Вопросы генезиса рассматриваемых комплексов

В баянкольский комплекс объединены эффузивные и интрузивные породы, изменяющиеся по составу от диабазов до кварцевых порфиров. Поэтому прежде всего необходимо остановиться на вопросе о генетическом единстве этой ассоциации. В пользу тесного генетического родства основных и средних кислых пород баянкольского комплекса свидетельствуют следующие факты:

1. Тесная пространственная и возрастная связь различных по составу пород, что особенно отчетливо проявляется в строении эффузивно-осадочной серии D_1 , в разрезах которой присутствуют основные, средние и кислые лавы.

2. Породы различного состава образуют непрерывный ряд и связаны многочисленными переходными разностями. Это устанавливается как при изучении петрографии магматических тел баянкольского комплекса, так и при рассмотрении их химизма.

3. В породах кислого состава иногда обнаруживаются минералы, типичные для основных пород (пироксен в кварцевых порфирах).

Ассоциация пород основного, среднего и кислого состава широко распространена во многих районах мира и в геологической литературе описывается как риолит-базальтовый комплекс, андезитовый комплекс, риолит-андезитовая формация, ассоциация базальтов, риолитов и андезитов и т. п. Количество основных, средних и кислых пород в разных районах различно; меняется также и последовательность их становления, что зависит, по-видимому, от особенностей геологического развития этих районов. Подобные ассоциации появляются в геоантиклинальную (орогенную) стадию развития складчатых областей и объединяются Ю. А. Кузнецовым в андезит-дацитовую формацию [27, 28]. Рассматриваемый здесь баянкольский комплекс является типичным представителем андезит-дацитовой формации.

Происхождение подобных ассоциаций объясняется по-разному, однако многие авторы признают существенную роль магмы среднего состава. В частности, обсуждая генезис андезитового комплекса Каскадных гор, представленного оливиновыми базальтами, риолитами и андезитами, А. К. Уотерс [42] предполагает возникновение андезитовой

магмы в результате смешения толеитового расплава с водой, насыщен-ной кремнеземом и щелочами, выделяющейся из метаморфизирующихся геосинклинальных осадков. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [41], рассматривая генезис ассоциации базальтов, андезитов и риолитов, также допускают возникновение магмы андезитового состава.

Ассоциация пород баянкольского комплекса (приблизительно равное количество диабазов и кварцевых порфиров, наличие промежуточных разностей) также заставляет предполагать андезитовый состав магмы. Однако для объяснения генезиса пород баянкольского комплекса нет необходимости исходить из толеитового расплава, как это делает А. К. Уотерс для андезитового комплекса Каскадных гор. Наиболее вероятным нам представляется выплавление андезитовой магмы из соответствующего по составу слоя коры. Существование такого слоя на границе между базальтовой и гранитной оболочками не противоречит существующим представлениям о строении земной коры [37]. Состав первичной магмы баянкольского комплекса мог несколько изменяться в разных частях области магмообразования, оставаясь в общем близким к андезитовому. О механизме дифференциации магмы в настоящее время говорить трудно, поскольку этот вопрос зависит не только от изученности рассматриваемого комплекса, но в большей степени от общего состояния петрографической науки. Отметим лишь, что кристаллизационное фракционирование вряд ли могло играть существенную роль при дифференциации магмы баянкольского комплекса, так как породы комплекса являются мелкокристаллическими, с подчиненным количеством вкрапленников и возникли в результате быстрого застывания гомогенного расплава. Большое значение здесь могут иметь молекуло-гравитационная дифференциация [7] и, возможно, явление несмесимости магмы, примененное К. Н. Феннером [45] для объяснения генезиса риолит-базальтовых ассоциаций.

Генезис торгалькского комплекса представляется более ясным. Резкое преобладание в составе комплекса габбро-диабазов и диабазов убеждает в его базальтоидном происхождении, причем все разновидности пород комплекса могли образоваться из базальтовой магмы в результате кристаллизационной дифференциации. Универсальность теории кристаллизационной дифференциации, разработанной еще Н. Л. Боуэном [2], в настоящее время признается большинством геологов, однако эта теория полностью применима для объяснения генезиса некоторых габброидных комплексов, в частности рассматриваемого торгалькского комплекса. Габбро-диабазы и диабазы торгалькского комплекса кристаллизовались, вероятнее всего, из слабо дифференцированной основной магмы. Происхождение габбро-перидотитов хорошо объясняется фракционированием продуктов протокристаллизации. Гранитоиды этого комплекса, занимающие полярное положение по отношению к габбро-перидотитам, сформировались в результате внедрения и кристаллизации богатого щелочами остаточного кислого расплава. Обособление остаточного расплава происходило в глубинном магматическом очаге в процессе дифференциации магмы и, возможно, при участии сквозьмагматических растворов [21]. Отделяющиеся при этом кремнисто-щелочные флюиды производили аутометасоматические изменения габброидов (альбитизация, окварцевание и т. п.). Рассматриваемый торгалькский комплекс является представителем габбро-сиенитовой формации, по Ю. А. Кузнецову [28].

В заключение попытаемся на основании изложенных материалов восстановить общий ход эволюции магматизма межгорного прогиба Тувы. Начало магматической деятельности совпадает во времени с за-

ложением межгорного прогиба. Возникшая зона магмообразования размещается в пределах андезитового слоя земной коры, на границе базальтовой и гранитной оболочек. В это время генерируется значительное количество магмы андезитового состава, которая дифференцируется в глубинном магматическом очаге и на путях подъема к дневной поверхности и изливается в виде лав основного, среднего и кислого составов. Излившиеся лавы накапливаются в пределах прогиба совместно с обломочными продуктами извержений и осадками, что приводит к формированию мощной вулканогенно-осадочной серии D₁. В среднем девоне излияния эффузивов постепенно прекращаются и поднимающаяся магма, не имея достаточной энергии пробиться на поверхность, застывает в виде поствулканических интрузивных тел. В верхнем девоне область магмообразования перемещается в более глубокие горизонты земной коры и размещается в пределах базальтовой оболочки. Возникающая здесь основная магма дает начало ассоциациям пород, объединяемым в торгалыкский комплекс. Однако в пределах андезитового слоя процесс магмообразования полностью не прекратился. В верхнедевонское и нижнекаменноугольное время здесь еще возникает небольшое количество магмы, которая периодически внедряется в верхние структурные ярусы и застывает в виде небольших трещинных тел.

Таким образом, рассматриваемые комплексы составляют единую магматическую серию, для которой характерно постепенное затухание интенсивности магматизма и изменение состава магмы от андезитового до базальтового. В природе чаще встречаются магматические серии или комплексы, в которых устанавливается изменение состава магмы от основного к кислому, причем возникновение таких ассоциаций объясняется разрастанием магматических очагов из базальтовой оболочки в гранитную [16, 36]. Если такого рода серии можно назвать «прогрессирующими», то серии, в которых кислый магматизм сменяется во времени основным, следует называть «регрессирующими». Последние имеют, по-видимому, более ограниченное распространение. Примером такой «регрессирующей» серии является ассоциация магматических образований девонского межгорного прогиба Тувы, рассмотренная в настоящей статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белостокский И. И. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, т. 34, вып. 6, 1959.
2. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ НКТП СССР, 1934.
3. Варенцов И. М. К стратиграфии среднедевонских отложений Тувы. Докл. АН СССР, т. 104, 1955, № 3.
4. Владимирская Е. В. Ордовикские и силурийские отложения Центральной и Западной Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 21, 1959.
5. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1961 год. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1960, № 10.
6. Грайзер М. И. Новые данные по стратиграфии и литологии нижнего карбона Тувы. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1959, № 9.
7. Григорьев Д. П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. Сб., посвящ. акад. Д. С. Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.
8. Данилевич А. М., Предтеченский Н. Н. Стратиграфия девонских отложений Тувинской котловины. Тез. докл. межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири, Л., 1956.
9. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.

10. Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, т. 117, 1957, № 4.
11. Зайцев Н. С. Кембрий Тувы. «Геология и геофизика», 1960, № 7.
12. Зубрилин Я. С. Девон Центральной Тувы. Тез. докл. межвед. совещ. по разработке и унифици. стратигр. схем Сибири. Л., 1956.
13. Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы. «Сов. геология», сб. 11, 1959.
14. Иванова Т. Н. Структурно-фациальное районирование Тувы для эпохи раннего и начала среднего кембрия. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 58. Л., 1961.
15. Иванова Т. Н., Полевая Н. И. и др. Абсолютный возраст неогорных магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 58, 1961.
16. Изох Э. П. и др. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 21, 1957.
17. Кен А. Н. Гипербазитовые пояса Тувы. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 28.
18. Кен А. Н. Девонские-магматические формации центральной и южной частей Алтае-Саянской складчатой области.
19. Клитин К. А. Тектоническое строение центральной части Тувинской мелгорной впадины. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1957, № 7.
20. Козлов М. Т. К вопросу изучения малых интрузий Западной Тувы. Тр. Воронеж. ун-та, т. 58, 1957.
21. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1952, № 2.
22. Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении. Докл. АН СССР, т. XV, 1949, № 1.
23. Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород. Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. 5, Новосибирск, 1949.
24. Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород. Вопр. геологии Азии, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1955.
25. Кузнецов Ю. А. Магматические формации. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1958.
26. Кузнецов Ю. А. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, изд-во АН Каз. ССР, 1960.
27. Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.
28. Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов). «Геология и геофизика», 1961, № 10.
29. Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
30. Мелещенко В. С., Янов Э., Казаков И. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области. Магетр. по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири, нов. сер., вып. 32, 1960.
31. Монич В. К. К вопросу о фациях кислых магматических пород Казахстана. «Изв. АН Каз. ССР, геол. сер.», вып. 15, 1952.
32. Немцович В. М. Девонские основные интрузии Тувы и их фациальный анализ. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 58, 1961.
33. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
34. Пинус Г. В. Петрохимическая и геохимическая характеристика кембрийских эффузивов Тувы. Геохимия, вып. 1, 1959.
35. Пинус Г. В. Кембрийский магматизм Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
36. Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
37. Польдельварт А. Химия земной коры. Сб. «Земная кора», М., Изд-во иностр. лит., 1957.
38. Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании эффузивных пород. Тр. I Всесоюз. петрогр. совещ. АН СССР, 1955.
39. Предтеченский Н. Н. Стратиграфия нижнего девона Тувинской котловины. Докл. АН СССР, т. 120, 1958, № 6.
40. Соболев Н. Д. Фации гранитоидов и оруденение. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
41. Тернер Ф., Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

42. Уотерс А. К. Вулканические породы и тектонический цикл. Сб. «Земная кора», М., Изд-во иностр. лит., 1957.
43. Унксов В. А. Структурно-фациальные зоны Тувинского прогиба и размещение в нем эндогенной минерализации. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 58, 1961.
44. Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1960.
45. C. N. Fenner. Immiscibility of Igneous Magmas. Amer. Journ. Sci., vol. 246, № 8, 1948.
46. Wager L. R., Deer W. A. The Petrology of the Skaergaard Intrusion. Kanderdlugssuag, East Greenland. Meddelelser om Grönland Band 105, № 4, pt. III, 1939.

ДЖИДИНСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС

ВВЕДЕНИЕ

Существующие сведения, характеризующие гипербазиты Джидинского района, нашедшие отражение в опубликованных и фондовых работах, были получены главным образом попутно в процессе геологосъемочных и поисковых работ. Тематические исследования гипербазитов проводились в ограниченных масштабах, причем охватывали лишь отдельные массивы, расположенные преимущественно в наиболее доступных районах среднего течения бассейна р. Джиды. До сих пор не было ни одной работы, которая обобщала бы на современном уровне знаний ранее накопленный материал, характеризующий гипербазиты Джидинского района. В связи с этим многие вопросы геологии гипербазитов этого района до последнего времени оставались неизученными или трактовались ошибочно. Эти обстоятельства побудили авторов принять специальные исследования гипербазитов Джидинского района, которые и были осуществлены ими в 1959 г. Среди наших предшественников, занимавшихся вопросами геологии гипербазитов юго-западного Забайкалья, необходимо назвать М. В. Бесова, П. Н. Налетова, Т. Т. Деуля, М. В. Богдаеву, Е. Н. Смолянского, а также группу геологов-съемщиков — Н. П. Михно, М. С. Можаровского, Б. Н. Одоких, В. Л. Тихонова и др.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Область распространения ультраосновных массивов в юго-западном Забайкалье охватывает районы среднего и верхнего течения бассейна р. Джиды и западную часть хребта Хамар-Дабан, являющегося водоразделом рек системы Джиды и Иркуты.

На северной и западной окраине этого района обнажаются метаморфические толщи архея и протерозоя, слагающие Хамар-Дабанскую глыбу докембрия [5], а большая южная и восточная части его принадлежат Джидинскому прогибу, выполненному геосинклинальными отложениями кембрия, среди которых сохранились от денудации небольшие поля верхнепалеозойских существенно вулканогенных образований и угленосные континентальные отложения юры. В области сопряжения Джидинского геосинклинального прогиба с выступами кристаллического фундамента прослеживаются региональные тектонические разломы, проявляющие все признаки долгоживущих разломов глубокого заложения. Подновленные в кайнозойскую эпоху разломы эти служили путя-

ми движения базальтовой магмы, образовавшей обширные поля третичных и четвертичных базальтов, являющиеся существенным элементом геологического строения Джидинского района. Докембрийские и кембрийские отложения вмещают многочисленные массивы разнообразных по составу и возрасту интрузий, в числе которых выделяется интрузия кембрийских гипербазитов, а также интрузия каледонских гранитоидов и юрских гранитов.

Остановимся несколько подробнее на характеристике тех элементов геологического строения Джидинского района, которые необходимо учитывать при расшифровке вопросов геологии гипербазитов. К ним прежде всего должны быть отнесены вмещающие гипербазитовые массивы протерозойские и кембрийские отложения, а также прорывающие ультраосновные массивы каледонские гранитоиды.

Протерозойскими отложениями целиком сложен Хангар-Ульский хребет (западная часть Хамар-Дабана), вдоль которого оконтуривается ряд крупных гипербазитовых массивов. Почти все исследователи данного района вслед за П. И. Налетовым [3] выделяют среди протерозойских отложений две свиты — нижнюю, существенно карбонатную, зунмулинскую и несогласно перекрывающую ее битуджидинскую, породы которой вмещают тела гипербазитов. Среди пород битуджидинской свиты господствуют разнообразные по составу кристаллические сланцы при подчиненной роли карбонатных пород. Парагенетические ассоциации типичных минералов кристаллических сланцев (мусковит, хлорит, албит, кварц) свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм пород битуджидинской свиты протекал в условиях фации зеленых сланцев. Породы свиты собраны в ряд крутых иногда опрокинутых на север линейных складок, осложненных дополнительной складчатостью высших порядков, вплоть до плейкности. Оси складок ориентированы в широтном направлении. Мощности свиты установить не удается, так как на юге района породы ее срезаны крупным региональным тектоническим нарушением, вдоль которого породы свиты приходят в вынужденный контакт с кембрийскими геосинклинальными отложениями. Важно отметить, что нами среди пород битуджидинской свиты обнаружены небольшие конкордантные тела интенсивно катаклазированных и милонитизированных, окварцованных и карбонатизированных гранитов, частично измененных до состояния серицит-хлоритовых сланцев.

Кембрийские отложения, представленные вулканогенными и морскими отложениями, имеют значительную мощность и принадлежат к типичным геосинклинальным формациям. В отличие от протерозойских метаморфических толщ, дислоцированных в широтном или близком к нему направлениях, кембрийские отложения собраны в линейные складки северо-западного простирания. В стратиграфическом разрезе кембрия Джидинского района преобладают отложения открытого моря, преимущественно песчано-сланцевого и карбонатного составов. Роль вулканогенных пород по сравнению с синхронными отложениями Тувы [6] заметно уменьшена.

Вопросы стратиграфии кембрия разработаны недостаточно. Вместе с тем большинство исследователей выделяют среди кембрийских отложений района две свиты — нижнюю, хохюртовскую, породы которой формировались в нижнем кембрии (алданский ярус — нижняя половина ленского яруса), и перекрывающую ее джидинскую, вероятно, средне-кембрийского возраста.

Хохюртовская свита отличается пестрым составом пород, ее слагающих. В нижней части разрез свиты сложен преимущественно карбонатными отложениями, сменяющимися выше по разрезу терригенными по-

родами, которые, в свою очередь, перекрываются существенно вулкано-генными образованиями. Последние представлены главным образом основными эффузивами (диабазы, диабазовые и авгитовые порфириды). реже встречаются более кислые плагиоклазовые порфириды и еще реже — кварцевые порфиры. Эффузивы перемежаются с горизонтами туфобрекчий, туфоконгломератов и туфов, а также конгломератов, песчаников, сланцев и известняков, что свидетельствует о подводном характере извержений.

Отложения джидинской свиты слагают центральную часть Джидинского синклинория, где они прослеживаются полосой в северо-западном направлении от границы с МНР. В нижней части свиты (среднее течение р. Джиды) местами залегает горизонт конгломератов, содержащий гальку эффузивов и туфов подлежащей хохюртовской свиты. Конгломераты перекрываются мощной пачкой песчаников, выше которых залегают преимущественно сланцы с подчиненными им горизонтами песчаников. Существенно песчано-сланцевый состав джидинская свита сохраняет и в других районах своего распространения.

Суммарная мощность кембрийских отложений около 6000 м.

Необходимо отметить, что широко распространенные среди кембрийских отложений тела гипербазитов вмещаются исключительно породами хохюртовской свиты. В отложения джидинской свиты они не проникают.

В кембрийское время широко проявилась магматическая деятельность. Помимо излияния основных лав, имевшего место в нижнем кембрии, а также внедрения глубинной перидотитовой магмы, сформировавшей многочисленные гипербазитовые массивы, в период консолидации каледонской геосинклинали, вызванной проявлением салаирской складчатости, произошла синорогенная интрузия гранитоидов. Каледонские гранитоиды рвут отложения докембрия и кембрия, а также массивы гипербазитов и перекрываются покровами кайнозойских базальтов. По данным Е. Н. Смолянского [9], занимавшегося металлогеническими исследованиями в Джидинском районе, формирование интрузии каледонских гранитоидов происходило в несколько фаз. Первая фаза этой сложной интрузии представлена главным образом гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, которым подчинены габбро и габбро-диориты. Во время второй фазы кристаллизовались сиениты, кварцевые сиениты, монцониты и порфиридные граниты. К третьей фазе Е. Н. Смолянский, не совсем уверенно, относит лейкократовые граниты. Каждая фаза интрузии характеризуется своей жильной фацией. Нельзя не отметить некоторые общие черты, свойственные каледонской интрузии Джидинского района и гранитоидам таннуольского интрузивного комплекса Тувы [7].

ДЖИДИНСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС

В бассейне р. Джиды цепь гипербазитовых массивов прослеживается полосой северо-западного простирания от государственной границы с МНР через верховья речек Хасуртай, Модонкуль в бассейн правого притока р. Джиды — рч. Дархинтуй и оттуда, несколько меняя направление, в верховья рек Цакирки, Джиды и в район западной части Хангар-Ульского хребта (рис. 1). Общая протяженность полосы выходов массивов ультраосновных пород, которую мы именуем Джидинским гипербазитовым поясом, составляет 130 км. На обоих флангах

площадь выходов которых измеряется десятками квадратных километров, в составе пояса обнаруживается большое количество мелких линз серпентинитов. Большинство крупных массивов гипербазитов расположено в северо-западной части пояса в пределах Хангар-Ульского хребта. Здесь обнажаются Хангару-Ульский, Хамар-Худинский, Харгантинский и Оронгодойский массивы, площадь выходов которых составляет не менее половины площади, занятой всеми гипербазитовыми массивами пояса. Большая часть гипербазитовых массивов в плане имеет удлиненную форму тела и кругое падение контактовых поверхностей. Располагаются они обычно согласно со структурой вмещающих их толщ. Как правило гипербазитовые массивы обладают плавными очертаниями и лишены апофиз во вмещающие породы и заливов в сторону интрузивного тела. Только некоторые массивы обнаруживают сложный рисунок контура, но он обуславливается не формой гипербазитового массива, а прихотливыми очертаниями тел прорывающих их более молодых интрузий.

Структурное положение Джидинского гипербазитового пояса определяется тем, что ультраосновные массивы, составляющие его, располагаются в своей массе в крыльях Джидинского синклинория, vyplненного геосинклинальными отложениями кембрия, тяготея к протяженным, сложно построенным зонам тектонических нарушений, отделяющих Джидинский синклинорий от более древних структур, сложенных метаморфическими толщами докембрия.

Большинство гипербазитовых массивов вмещается породами вулканогенно-осадочной хохюртовской свиты нижнего кембрия, и только массивы северной ветви северо-восточной части пояса располагаются среди силикатных по составу метаморфических пород битуджидинской свиты протерозоя. Следует отметить, что гипербазитовые массивы размещаются как среди вулканогенных, так и терригенных отложений верхней половины стратиграфического разреза хохюртовской свиты, однако ни один массив гипербазитового пояса не проникает в песчано-глинистые отложения вышележащей джидинской свиты кембрия. В ряде пунктов выходов гипербазитовых массивов последние прорываются более молодыми гранитоидными интрузиями, которые местами производят существенную переработку ультраосновных пород.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПЕРБАЗИТОВ

Ультраосновные массивы Джидинского гипербазитового пояса в основном сложены серпентинитами. Первичномагматические породы встречаются крайне редко, причем они всегда в той или иной мере серпентинизированы. Среди них устанавливаются дуниты, гарцбургиты и очень редко лерцолиты. Местами обнаруживаются пироксениты, которые, как показали наши исследования, в большинстве случаев имеют не магматическое, а метаморфическое происхождение. Среди продуктов аллометаморфизма гипербазитов, кроме апосерпентинитовых пироксенитов, мы выделяем аллометаморфические серпентиниты, тальково-карбонатные породы, листвениты, амфиболосодержащие породы, актинолититы — пироксеновые, пироксен-илагноклазовые и роговообманковые породы.

Дуниты. Серпентинизированные разности дунитов были обнаружены в Хамар-Худинском, Харгандинском и Оронгодойском массивах, расположенных в северной ветви северо-западной части пояса. Прежними исследователями (Т. Т. Деуля и М. С. Можаровский) эти породы

были установлены среди мелких тел гипербазитов, обнажающихся в бассейне верхнего течения р. Цакирки (рч. Зун-Бельчир).

Изометричные, часто с полигональными ограничениями зерна оливина дунитов образуют неравномернозернистый (1—3 мм) паналлогриоморфный агрегат. Зерна оливина иногда обнаруживают отчетливую спайность по 010 и обычно несут следы давления в виде облачного угасания. Оптические данные свидетельствуют о магнезиальном составе оливина дунитов, в котором содержание форстеритовой молекулы колеблется от 64 до 79%. Кроме оливина, дуниты содержат вкрапленность зерен хромшпинелида. Встречаются и короткие жилки хромшпинелида, ясно секущие зерна оливина. Количество серпентина в дуните подвержено значительным колебаниям. Вместе с тем даже в наиболее свежих разностях дунита (Оронгодойский массив) серпентин занимает не менее 15% объема породы.

Гарцбургиты являются наиболее распространенными разностями среди первичномагматических пород Джидинского гипербазитового пояса. Они обнаружены нами в составе Харгантинского и Оронгодойского массивов, а также среди небольших серпентинитовых массивов, расположенных к востоку от него в верхнем течении рч. Зун-Бельчир. В различной степени серпентинизированные гарцбургиты известны среди серпентинитовых массивов, обнажающихся на водоразделе рек Цакирка — Оронгодой, а также по ключам Хутул и Барун-Убур в средней части гипербазитового пояса. О широком распространении гарцбургитов как исходной магматической породы, слагавшей массивы Джидинского гипербазитового пояса, свидетельствуют довольно часто встречаемые в серпентинитах реликты оливина и ромбического пироксена, а также весьма распространенные среди серпентинита псевдоморфозы бастита по ромбическому пироксену.

Гарцбургиты обладают порфириновидным сложением, обусловленным наличием среди мелко- или среднезернистого оливинового агрегата больших по размеру несколько удлиненных таблитчатых зерен ромбического пироксена, количество которого колеблется обычно в пределах 10—20% от объема породы. Ромбический пироксен по оптическим свойствам отвечает слабозеленому энстатиту, содержащему менее 10% ферросилитовой молекулы. Оливин гарцбургитов по составу неотличим от оливина дунитов. Постоянной примесью гарцбургитов являются зерна хромшпинелидов. Из вторичных минералов в гарцбургитах всегда присутствует серпентин. Чаще всего он представлен чешуйчатым агрегатом антигорита и пластинками бастита. Значительно реже встречается хризотил. Иногда в ассоциации с серпентином присутствуют мелкие зерна (и скопления их) железисто-магнезиального карбоната. Судя по показателям преломления ($N_o' = 1,705$; $N_e' = 1,511$), карбонат по составу отвечает брейнериту с небольшим (10—15%) содержанием молекулы сидерита.

Магматические минералы гарцбургита несут явные признаки пережитого ими давления, эффект которого выражается в нарушении их оптической ориентировки.

Лерцолиты. Эти породы распространены незначительно. Наличие их было отмечено Т. Т. Деуля и М. С. Можаровским в Дархинтуйском массиве. Наши исследования подтвердили эти указания и установили, что большая часть северо-восточной окраины Дархинтуйского массива сложена интенсивно серпентинизированными лерцолитами. Кроме того, незначительные по площади выходы серпентинизированных лерцолитов обнаружены нами в центральной части Оронгодойского массива.

Лерцолиты, как и гарцбургиты, отличаются богатством оливина, который является главным породообразующим минералом породы. Пироксены в нем в сумме составляют не более 20—25% объема породы, причем монопироксен, как правило, подчинен в количественном отношении ромбическому пироксену. Оливин лерцолитов, судя по величине угла оптических осей, обладает несколько повышенной железистостью по сравнению с оливином дунитов и гарцбургитов. Оптические свойства энстатита не меняются. Моноклинный пироксен представлен диопсидом, содержащим до 25% геденбергитовой молекулы. Обычной примесью лерцолитов является редкая и мелкая вкрапленность хромшпинелидов.

Взаимоотношения между охарактеризованными выше разновидностями ультраосновных пород из-за сильной серпентинизации их не всегда устанавливаются. Уверенно можно говорить лишь о постепенных переходах между дунитом и гарцбургитом (Оронгодоийский массив).

Пироксениты. Наличие пироксенитов среди гипербазитовых массивов Джидинского пояса отмечалось Т. Т. Деуля (1941), Е. Н. Смоленским [9], П. И. Налетовым [4], М. В. Богдаевой и др. Выходы их были известны в левом борту рч. Хусартый, в устье р. Цакирки, по рч. Дунду-Гол и в районе Хурай-Цакир. Нами пироксениты установлены в составе Цоган-Моринского массива и в ряде тел серпентинитов, расположенных к северу от Хурай-Цакирского массива. Несмотря на довольно значительный перечень выходов пироксенитов, роль их среди ультраосновных пород Джидинского гипербазитового пояса невелика. В большинстве случаев пироксениты слагают небольшие линейно вытянутые тела, мощность которых превышает 1—2 м. Только в пределах Убуринкурского и Хурай-Цакирского гипербазитовых массивов пироксениты имеют относительно более широкое распространение.

Говоря о пироксенитах, следует подчеркнуть некоторые специфические черты их. Характерно, например, что пироксениты представлены диопсидитами и что среди них не было встречено никаких других разновидностей. Ни в одном случае в составе пироксенитов не был обнаружен оливин. Слагающий пироксениты моноклинный пироксен относится к существенно магнезиально-кальциевой разности, хотя в отдельных случаях количество геденбергитовой молекулы в нем может достигать 40%. Обращает на себя внимание то, что пироксениты обычно имеют крупнозернистое (иногда гигантозернистое) строение. Весьма специфична и геологическая обстановка, в которой располагаются известные нам выходы пироксенитов. Эти породы обнаруживаются либо в зонах экзоконтакта более молодых гранитоидных интрузий, прорывающих гипербазиты (Дундугольский и Хурай-Цакирский массивы), либо в зонах тектонических нарушений или других структурноослабленных зонах массивов, но всегда в пределах полей нацело серпентинизированных ультраосновных пород. Ни в одном случае пироксениты не были обнаружены там, где сохраняются участки частично серпентинизированных первичномагматических ультраосновных пород. Поэтому мы нигде не наблюдали взаимоотношений пироксенитов с перидотитами и дунитами. Везде они залегают среди метаморфизованных ультраосновных пород, сохраняя при этом относительную свежесть.

Все сказанное выше относительно геологической позиции выходов пироксенитов, их морфологии, структурных и текстурных особенностей позволило нам высказать предположение о том, что если не все из известных в настоящее время выходов пироксенитов, то громадное большинство их имеет не магматическое, а метаморфическое происхождение. Справедливость этого вывода была доказана при детальном ис-

следовании пироксенитов Хурай-Цакирского массива, результаты которого будут изложены ниже при характеристике аллометаморфических апогипербазитовых образований.

Серпентиниты являются наиболее распространенной ультраосновной породой среди массивов Джидинского гипербазитового пояса. Ими сложены целиком все мелкие тела и большая часть крупных массивов. Известен ряд крупных массивов (Хангар-Ульский, Тотхолтинский и др.), в которых также не сохранилось первичномагматических пород. В тех массивах, где обнаруживаются неизменные ультраосновные породы, серпентиниты слагают эндоконтактные зоны и оконтуриваются в виде прямолинейных зон различной мощности среди магматических пород.

Среди серпентинитов устанавливаются антигоритовые и хризотил-антигоритовые разности. Хризотиловых серпентинитов нами обнаружено не было, хотя М. В. Богидеева отмечала наличие их среди пород Дорхинтуйского массива. В составе серпентинитов, кроме широко распространенного антигорита и подчиненного ему хризотила, иногда встречаются бацит, серпофит и хризотил-асбест. Из магматических минералов иногда сохраняются реликты оливина, энстатита и диопсида. Всегда присутствуют обычно метаморфизованные зерна хромшпинелидов. Из новообразований необходимо отметить магнетит, брусит, железисто-магнезиальный карбонат, тальк, реже амфибол, кварц, моноклинный пироксен и графит. Большинство из перечисленных новообразований появляются в серпентинитах в результате воздействия на них более молодых интрузий. Особо следует остановиться на графите, о существовании которого в ассоциации с ультраосновными породами до наших работ в Джидинском районе ничего не было известно.

Обуглероженные серпентиниты были обнаружены в Хангар-Ульском массиве, где они образуют небольшие шпиро- и жилообразные тела среди обычных антигоритовых серпентинитов. Обуглероженные серпентиниты состоят из почти мономинерального дисперсного агрегата пластиночек графита, размеры которых измеряются сотыми и тысячными долями миллиметра. Среди сплошного скопления графитовых пластинок под микроскопом выделяются небольшие участки, сложенные листоватым антигоритом, индивидуумы которого пронизаны чешуйками графита. К этим участкам приурочены пучковидные скопления игловидных кристаллов слабжелезистого тремолита ($Ng-Np=0,025$; $2V=85^\circ$) и пластиночки амезита. Наличие перечисленной ассоциации минеральных компонентов было подтверждено данными рентгеноструктурного анализа пробы обуглероженного серпентинита.

Обуглероженные серпентиниты секутся жилками карбоната, который по составу значительно отличается от карбонатов, широко распространенных среди серпентинитов и апогипербазитовых тальково-карбонатных пород и лиственитов. В составе его значительную роль играет кальций и отсутствует железо. По величине показателя преломления ($No'=1,676-1,678$) этот карбонат отвечает магнезиальному доломиту. Можно высказать предположение, что графит кристаллизовался не из ультраосновной магмы. Появление его в гипербазитах связано с последующей гидротермальной деятельностью, которая, вероятно, генетически не связана с интрузией гипербазитов.

Среди аллометаморфических апогипербазитовых образований, пространственно и парагенетически связанных с гипербазитами, нами выделяются аллометаморфические серпентиниты, листвениты, тальково-карбонатные породы, актинолититы, а также пироксениты, пироксеноплагноклазовые и роговообманковые породы.

Аллометаморфические серпентиниты довольно широко распространены среди ультраосновных массивов северной ветви гипербазитового пояса, а также среди серпентинитовых тел бассейна р. Дархинтуй. Во всех случаях аллометаморфические серпентиниты представлены антигоритовыми разностями. Они характеризуются крупнопластинчатым строением и почти полной стерильностью в отношении магнетита, который, как отмечалось, является постоянной составной частью аллометаморфических серпентинитов. Характеризуемые серпентиниты слагают более или менее сплошные зоны мощностью до десятков метров, чаще всего в эндоконтактных частях гипербазитовых тел (Хангар-Ульский, Хамар-Худинский, Харгандинский и др. массивы), либо отдельные маломощные (до микроскопических) полосы среди обычных (автометаморфических) серпентинитов. Они возникают в результате перекристаллизации аллометаморфических серпентинитов под влиянием последующей гидротермальной деятельности, локализуемой в структурно-ослабленных зонах гипербазитовых массивов. Следует отметить, что очень часто в ассоциации с аллометаморфическими серпентинитами находится магнезиальный карбонат.

Широким распространением среди аллометаморфических образований пользуются тальково-карбонатные породы. Жилообразные тела их концентрируются главным образом в эндоконтактных частях гипербазитовых массивов или вдоль зон тектонических нарушений во внутренних частях интрузивных тел. Встречаются также небольшие линзообразные тела, нацело сложенные тальково-карбонатными породами. В этих случаях апогипербазитовая природа их устанавливается по сохранившимся участкам неполностью замещенного серпентинитового агрегата, а также по реликтам хромшпинелидов. Обычно же тальково-карбонатные породы через карбонатизированные серпентиниты плавно сменяются серпентинитами. Количественные соотношения между тальком и карбонатом непостоянны. Чаще преобладает карбонат. Последний, судя по величине показателя преломления и углу спайности ромбоэдра, представлен почти чистым магнезитом ($N_{0'}$ колеблется от 1,699 до 1,702). Реже встречаются разности, отвечающие брейнериту ($N_{e'}=1,704$) и параанкериту с содержанием доломитовой молекулы в количестве 8—11% ($N_{g'}=1,686—1,690$).

Листвениты отличаются от тальково-карбонатных пород наличием в их составе кварца, а в числе второстепенных минералов — фуксита. Они встречаются в той же геологической обстановке, что и тальково-карбонатные породы, и возникают при достаточно высоком давлении углекислоты в условиях, допускающих вынос кремнезема из системы в процессе низкотемпературного гидротермального метаморфизма серпентина. М. В. Бесовой, Т. Т. Деуля и М. В. Богдаевой листвениты были описаны в составе Дархинтуйского гипербазитового массива и в пади Шабру-Дабану. Нами они обнаружены в южном эндоконтакте Харгандинского массива.

Пироксениты, пироксено-плагиоклазовые и роговообманковые породы. Эти апогипербазитовые метаморфические образования были обнаружены нами в юго-восточной части гипербазитового пояса, в районе, где широко распространены более молодые гранитоидные интрузии, рвущие гипербазитовые массивы. Упомянутые породы оконтуриваются среди серпентинитовых массивов в виде узких (1—5 м) жилообразных тел. Только один небольшой по размерам Хурай-Цакирский массив оказался почти полностью сложенным ими. Следует указать, что Хурай-Цакирский массив представляет собой сохранившуюся от денудации кровлю крупной гранитоидной интрузии.

Основная роль в строении Хурай-Цакирского массива принадлежит пироксенитам и пироксено-плагиоклазовым породам, которые по своим структурным и текстурным особенностям весьма неоднородны. Важно отметить, что появление пироксен-плагиоклазовых пород всегда сопровождается наличием небольших, неправильных по форме жил, сложенных роговой обманкой и олигоклаз-альбитом. В пироксенитах встречаются участки, состоящие из высокотемпературной роговой обманки (иногда с примесью шпинели), внутри которых нередко заключены реликты серпентина. В расположении перечисленных пород и в строении всего массива выявляется довольно четкая зональность. Роговообманково-альбитовые жилы сопровождаются зоной пироксено-плагиоклазовых пород, которая, в свою очередь, сменяется зоной, сложенной крупнозернистыми пироксенитами, переходящей далее в роговообманковую зону, сменяющуюся серпентинитами.

Остановимся весьма кратко на характеристике состава метаморфических зон.

1. Роговообманково-альбитовые жилы состоят из зонального кислого плагиоклаза (центральные зоны — №11—12; периферические — №3—4) и роговой обманки, кристаллохимическая формула которой выражается в следующем виде: $(\text{Na}_{1,86} \text{K}_{0,02} \text{Ca}_{1,10})_{2,98} (\text{Mg}_{2,37} \text{Fe}_{1,05} \text{Al}_{1,06})_{4,49} (\text{OH}_{1,4} \text{O}_{0,7})_{2,1} [\text{Al}_{1,14} \text{Ti}_{0,06} \text{Si}_{6,80} \text{O}_{29}]$. $N_{g'} = 1,650$; $N_p = 1,638$; $N_g - N_p = 0,022$. Обращает на себя внимание повышенная железистость роговой обманки. Соотношение Fe: (Fe+Mg) составляет 31,3%, что почти вдвое превышает данное соотношение для магматических роговых обманок, обладающих аналогичными показателями преломления [10]. Отметим также наличие реликтов андезина (№37) среди кислого зонального плагиоклаза. В числе аксессуаров встречается сфен.

В серпентинитовых массивах, расположенных севернее Хурай-Цакирского массива, состав роговой обманки в подобных жильных породах несколько иной. Там роговая обманка по составу приближается к кросситу. Кроме того, в породе содержится 10—12% кварца.

2. Пироксено-плагиоклазовая зона сложена крупными индивидуумами магнезиального диопсида (с примесью молекул авгита до 13% и жаденита до 10%), в интерстициях между которыми располагается агрегат мельчайших неправильных зерен основного плагиоклаза, состав которого колеблется от №65 до №90. Соотношение между плагиоклазом и пироксеном в породе весьма непостоянно. Количество пироксена, например, меняется от 5 до 90%. Однако устанавливается закономерное повышение содержания пироксена с удалением от контакта с роговообманково-альбитовыми жилами.

3. Пироксеновая зона сложена крупнозернистым мономинеральным агрегатом пироксена. По составу последний аналогичен пироксену предыдущей зоны.

4. Роговообманковая зона представлена породой, состоящей из агрегата изометричных зерен бесцветной высокотемпературной роговой обманки, состав которой определяется кристаллохимической формулой $(\text{Na}_{0,44} \text{Ca}_{1,47}) (\text{Mg}_{3,76} \text{Fe}_{1,04} \text{Al}_{0,53}) (\text{OH}_{1,36} \text{O}_{0,68})_{2,04} [\text{Al}_{1,44} \text{Ti}_{0,06} \text{Si}_{6,5} \text{O}_{22}]$. С краев зерна роговой обманки замещаются тремолитом.

Сопоставление химических состав пород, слагающих отмеченные выше метаморфические зоны, возникающие в гипербазитах Хурай-Цакирского массива в местах прорыва их гранитоидами, показывает, что изменение серпентинитов в результате взаимодействия их с гранитами выразилось в привносе алюминия и кремния и выносе магния. Кальций и щелочи вели себя вполне подвижно.

Трем относительно инертным компонентам отвечает и максимальное количество сосуществующих минералов в наших парагенезисах. Однако ассоциация из трех минералов встречается редко, например немногочисленные роговообманково-альбито-кварцевые жилки среди серпентинитовых массивов, расположенных к северу от Хурай-Цакирского массива. Так как составы минералов, слагающих наши породы, постоянны, то наиболее обычные биминеральные и мономинеральные

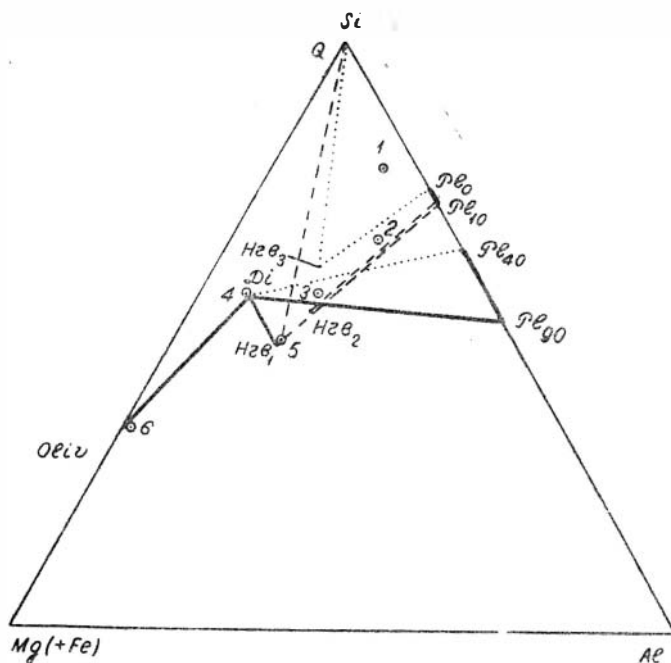


Рис. 2. Парагенетическая диаграмма метаморфических пород — Хурай-Цакирского массива:

Pl — плагиоклаз; Hrb_1 — роговая обманка из роговообманково-альбитовой жилы; Hrb_2 — полущелочная роговая обманка из роговообманково-альбитовой жилы; Hrb_3 — кроссит; Di — диопсид; Oliv — форстерит; Spl — шпинель. \odot — точки, отражающие химический состав пород метаморфических зон; 1 — щелочноземельный гранит по Дели; 2 — роговообманково-альбитовые жилы; 3 — диопсидо-плагиоклазовая зона; 4 — диопсидовая зона; 5 — роговообманковая зона; 6 — серпентинит.

парагенезисы (пироксено-плагиоклазовые и пироксеновые) можно объяснить только повышением подвижности в определенных условиях одного или двух инертных компонентов соответственно.

На рис. 2 даны парагенезисы, наиболее распространенные в массиве Хурай-Цакир. Цифрами в кружках показаны точки расположения на этой диаграмме химических составов пород описанных выше зон. На диаграмме видно, что ассоциация обыкновенная роговая обманка — альбит не равновесна с диопсидо-битовнитовой породой. При повышении щелочности роговой обманки ее фигуративная точка переходит через линию Di—An и ассоциации щелочная роговая обманка — альбит и Di — битовнит уже не исключают друг друга. Если сопоставить эти выводы с геологическим положением рассматриваемых ассоциаций минералов, то становится ясным, что они связаны с соотношением масс роговообманково-альбитовых жил и окружающих их метаморфических

зон с одной стороны и вмещающих серпентинитов — с другой. Равновесие наступает в том случае, когда серпентиниты преобладают. В Хурай-Цакирском массиве это условие соблюдено не было, и поэтому крайняя зона метаморфических пород (роговообманковая) в пределах массива встречается очень редко. В основном массив сложен пироксено-плагиоклазовыми и мономинеральными пироксеновыми породами.

Полученный при графическом анализе вывод о том, что равновесие между роговообманково-альбитовыми жилами и окружающей их пироксено-плагиоклазовой породой зависит от соотношения масс жильных пород и вмещающих их серпентинитов, еще раз доказывает, что пироксено-плагиоклазовые породы и пироксениты образовались по серпентинитам в результате воздействия на них гранитов. Действительно, равновесие между измененным гранитом (роговообманково-альбитовая порода) и вмещающим его измененным серпентинитом (пироксено-плагиоклазовая порода) может наступить только тогда, когда этот процесс «приспособления» гранита в среде серпентинита продвинется достаточно далеко, т. е. вокруг изменяющегося гранитного тела образуется полный набор реакционных зон. Но это наиболее вероятно только тогда, когда сравнительно небольшое число изменяющихся жил гранита расположено в большой массе серпентинита. В противном случае массы серпентинита не хватит на образование полного набора реакционных зон (как это имеет место в Хурай-Цакирском массиве, где роговообманковая зона почти отсутствует) и должно установиться промежуточное состояние.

Таким образом, мы пришли к выводу, что охарактеризованные выше пироксен-плагиоклазовые породы, пироксениты и роговообманковые породы принадлежат к группе аллометаморфических апогипербазитовых образований.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПЕРБАЗИТОВ

Для петрохимической характеристики гипербазитов, слагающих массивы Джидинского пояса, мы использовали 30 полных силикатных анализов ультраосновных пород, отражающих петрографический состав большинства наиболее крупных массивов, в том числе и гипербазитовых массивов, составляющих северную ветвь Джидинского пояса, о вещественном составе которых до наших работ имелись лишь самые общие представления.

По данным химических анализов нами построена векторная диаграмма по методу А. Н. Заварицкого [1] с учетом тех дополнений, применительно к ультраосновным породам, которые были предложены Н. Д. Соболевым [11] (рис. 3).

Применение графического анализа результатов химических анализов в данном случае имеет особое значение, поскольку гипербазитовые массивы Джидинского пояса в основном сложены серпентинитами и поэтому обычными петрографическими методами в большинстве случаев не удается определить первоначальный петрографический состав пород, подвергшихся серпентинизации. При анализе диаграммы эта задача решается достаточно просто. Так, явное преобладание в правой части диаграммы круто направленных вверх векторов и их значительная длина свидетельствуют о том, что первичная природа большинства анализируемых образцов пород соответствует богатым оливином перидотитам гарцбургитового состава. Примерно 23% из числа нанесен-

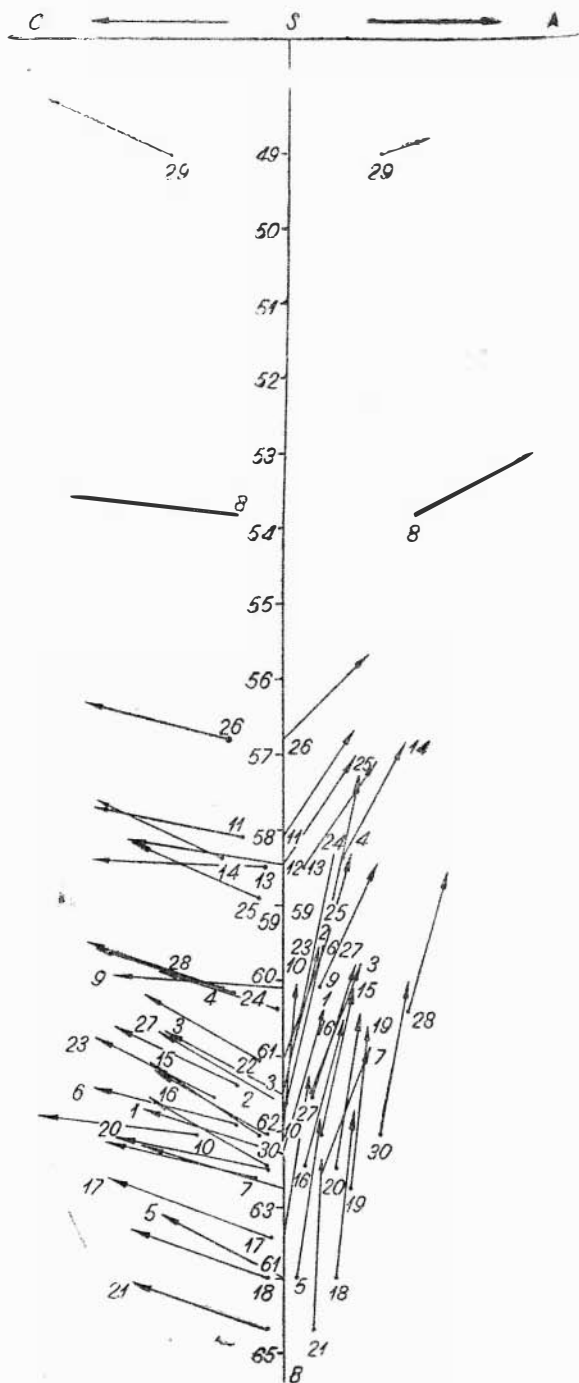


Рис. 3. Векторная диаграмма химических составов ультраосновных пород, слагающих массивы Джидинского гипербазитового пояса.

ных на диаграмму химических анализов пород отвечает дунитам и лишь единичные анализы характеризуют лерцолиты и пироксениты. Таким образом, первый вывод, который можно сделать из анализа векторной диаграммы, заключается в том, что главная масса пород, слагающая интрузивные массивы Джидинского гипербазитового пояса, по своей первичной природе отвечала богатым оливином гарцбургитам. Количественно им подчинены дуниты. Ультраосновные породы, содержащие в своем составе моноклинный пироксен, играют в общем балансе выходов гипербазитов явно незначительную роль.

При рассмотрении диаграммы обращает на себя внимание также кучное расположение векторов как в правой, так и в левой ее части. Фигуративные точки векторов для всей серии анализировавшихся пород укладываются в небольшом интервале вдоль грани тетраэдра SB . Величина параметра v меняется в пределах 49—65% по отношению к сумме всех основных числовых характеристик, а для 90% анализированных пород интервал этот сужается до пределов 58—65%. Такая кучность в расположении фигуративных точек является дополнительным доказательством однородности состава гипербазитов, что, очевидно, является следствием слабой способности исходной магмы к дифференциации.

Из других особенностей химизма гипербазитов Джидинского района обращают на себя внимание близкие к нулю значения параметров a и c , которые отражают содержания щелочей и полевошпатовой извести в породообразующих минералах гипербазитов. Как установлено микроскопическими исследованиями, в составе гипербазитов полевошпат отсутствует. Поэтому в тех случаях, где на диаграмме находит выражение параметр c , он отражает не содержание полевошпатовой извести, а количество атомов кальция, входящих в состав карбонатов, которые появились в гипербазитах в результате постмагматической деятельности. То же самое можно сказать и в отношении щелочей.

Пологие векторы левой части диаграммы объясняются небольшой величиной отношений молекулярных количеств окисного железа к общему железу, что свидетельствует об интенсивности процесса серпентинизации, которому подверглись анализированные породы. Этот вывод полностью согласуется с данными микроскопического исследования пород.

Следует отметить, что некоторые весьма важные особенности химизма гипербазитов не нашли отражения на векторной диаграмме. В числе их упомянем высокое значение молекулярного отношения магния к железу, которое в исследованных образцах колеблется от 4,8 до 17,7. В громадном большинстве анализов (свыше 80%) молекулярное количество магния превышает молекулярное количество железа в 7 и более раз и только в 5 анализах, которые отражают химический состав измененных пироксенитов, это соотношение выражается меньшими цифрами. Очень характерно также отсутствие или ничтожное (до 0,11%) содержание в гипербазитах титана и значительная концентрация в них никеля и хрома. Среднее содержание трехоксида хрома, по данным 24 химических анализов, составляет 0,59%, а окиси никеля (среднее из 47 химических анализов) — 0,20%. В работе Т. Т. Деуля [3] приводятся данные по содержанию окиси кобальта в серпентинитах Джидинского района. Количество CoO по результатам 4 анализов колеблется от 0,002 до 0,012%. Этот же автор отмечает, что в ряде подвергшихся анализу образцов серпентинита было установлено золото, количество которого варьирует от следов до 1,1 г/т.

ПОЛОЖЕНИЕ ДЖИДИНСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО ПОЯСА В ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ЮГА СИБИРИ И ЕГО СВЯЗЬ С ГИПЕРБАЗИТОВЫМИ ПОЯСАМИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Цель гипербазитовых массивов юго-западного Забайкалья, названная нами Джидинским гипербазитовым поясом, в своем распространении не ограничивается районом бассейна верхнего и среднего течения р. Джиды, а прослеживается на юг и юго-запад на сопредельную территорию МНР.

Наличие гипербазитовых массивов в районе левобережья р. Селенги в области пограничных с СССР горных хребтов было отмечено Ф. К. Шипулиным [12]. По его данным, интрузия гипербазитов в этом районе представлена несколькими небольшими по площади (1—2 км²) массивами, сложенными полностью серпентинизированными ультраосновными породами, содержащими небольшие скопления хромита и редкие жилки хризотил-асбеста.

Прерывистая полоса гипербазитовых массивов устанавливается на территории МНР и к западу от только что упомянутого района. Так, выходы их известны в бассейне р. Эгин-Гол, выше впадения в нее р. Урн-Гол, а также в верхнем течении р. Эгин-Гол, где обнажается 12 гипербазитовых массивов, суммарная площадь которых составляет 50 км². По данным А. Х. Иванова [2], все гипербазитовые массивы здесь сложены серпентинитами. Продолжение цепи гипербазитовых массивов на территории МНР можно видеть к северо-западу от верховьев р. Эгин-Гол в районе верхнего течения р. Шишид-Гол, где, по материалам Л. Н. Кудрявцевой, обнажается один из крупнейших ультраосновных массивов юга Сибири, сложенный частично серпентинизированными дунитами, перидотитами, пироксенитами и серпентинитами. Его северо-западное окончание расположено на территории Тувинской АССР и известно там под названием Бельдыгского ультраосновного массива, входящего в состав северной ветви Восточно-Тувинского гипербазитового пояса.

Перечисленные гипербазитовые массивы, обнажающиеся в Прикосогольском районе Монголии, являются фрагментами намечающегося единого Прикосогольского гипербазитового пояса, прослеживающегося южнее оз. Косогол в широтном и северо-западном направлении более чем на 400 км. В этом геологическом еще очень слабо изученном районе при последующих более детальных исследованиях, вероятно, будут выявлены дополнительные звенья Прикосогольского гипербазитового пояса. Однако и того, что известно в настоящее время о распространении гипербазитовых массивов в Прикосогольском районе Монголии, нам представляется, достаточно для того, чтобы говорить о существовании прямой связи гипербазитов Джидинского района Забайкалья с гипербазитовыми поясами Алтае-Саянской области. Эта связь выявляется еще более отчетливо при анализе геологического строения района Прикосогольского гипербазитового пояса.

Ультраосновные массивы Прикосогольского гипербазитового пояса, по материалам названных выше исследователей, вмещаются вулканогенными и осадочными толщами кембрия, имеющими в районе восточного Прикосоголья очень близкое сходство с кембрийскими отложениями Джидинского района [2]. В северо-западной части Прикосогольского гипербазитового пояса ультраосновные массивы приурочены к полям распространения известняковых толщ, относимых Л. Н. Кудрявцевой к нижнему кембрию, а по данным тувинских геологов, принадлежащих к айлыгской свите синия. В структурном отношении гипербазитовые мас-

сивы Прикосогольского пояса локализируются среди древнекаледонской (салаирской) складчатой зоны, прослеживаемой в широтном направлении в районе оз. Косогол и уходящей восточнее в район бассейна р. Джиды. Эта древнекаледонская складчатая зона с востока, юга и запада обрамляет более древнее ядро кристаллического фундамента Прикосоголья, сложенного метаморфическими породами архея и протерозоя. В области сопряжения выступа кристаллического фундамента с древнекаледонской складчатой зоной прослеживаются зоны региональных тектонических нарушений, к которым, как и в Джидинском районе, пространственно приурочены гипербазитовые массивы Прикосогольского пояса.

Выяснив в общем виде положение гипербазитовых массивов в Прикосогольском районе Монголии и установив, что они являются связующим звеном между Джидинским гипербазитовым поясом юго-западного Забайкалья и гипербазитовыми поясами Тувы, интересно будет показать положение всей цепи гипербазитовых поясов в тектонических структурах этой части юга Сибири.

В результате работ С. В. Обручева, П. И. Налетова, А. Х. Иванова и других исследователей в районе стыка хребтов Хамар-Дабана с Восточным Саяном и горными хребтами сопредельных районов Монголии выделено крупное поле древнего кристаллического фундамента, сложенного метаморфическими толщами архея и протерозоя. Это так называемая Хамар-Дабанская глыба С. В. Обручева [5], которая в виде тупого треугольника вдается в Прикосогольский район Монголии. С востока, юга и запада этот огромный выступ кристаллического фундамента обрамляется более молодой древнекаледонской (Салаирской) складчатой зоной, прослеживаемой из восточных районов Тувы по всему Прикосогольскому району Монголии и уходящей в Джидинский район юго-западного Забайкалья. Следует иметь в виду, что строение древнекаледонской складчатой зоны в интересующем нас районе неоднородно. В пределах ее выделяются области, отвечавшие ранее типичной эвгеосинклинали, характеризующиеся большой подвижностью, большими мощностями кембрийских отложений, в составе которых существенную роль играют осадочно-вулканогенные толщи и области, где в основании кембрийского геосинклиналиного ложа сохранился протерозойско-синийский кристаллический фундамент. Эти более жесткие и менее активные структуры, по-видимому, следует рассматривать как одну из форм перехода кембрийской геосинклинали к более древним, протерозойским по возрасту, складчатым сооружениям. В пределах этих структур кембрийские отложения характеризуются меньшей мощностью и преимущественно карбонатным составом. Как показано на рис. 4, области кембрийской геосинклинали с сохранившимся протерозойско-синийским кристаллическим фундаментом слагают обширную территорию, простирающуюся из восточных и юго-восточных районов Тувы до меридиана оз. Косогол. К западу и востоку от этого района в основании кембрийского геосинклиналиного ложа кристаллический фундамент отсутствовал.

Древнекаледонская складчатая зона отделена от более древних складчатых сооружений сложно построенными зонами длительно существующих региональных тектонических разломов, к которым иногда пространственно приурочиваются гипербазитовые пояса (Джидинский пояс). Различные же по активности области внутри древнекаледонской складчатой зоны, как правило, не имеют столь четких границ. Вместе с тем в ряде случаев между ними также фиксируются глубинные разломы, примером чего может служить четко выраженный Агардагский

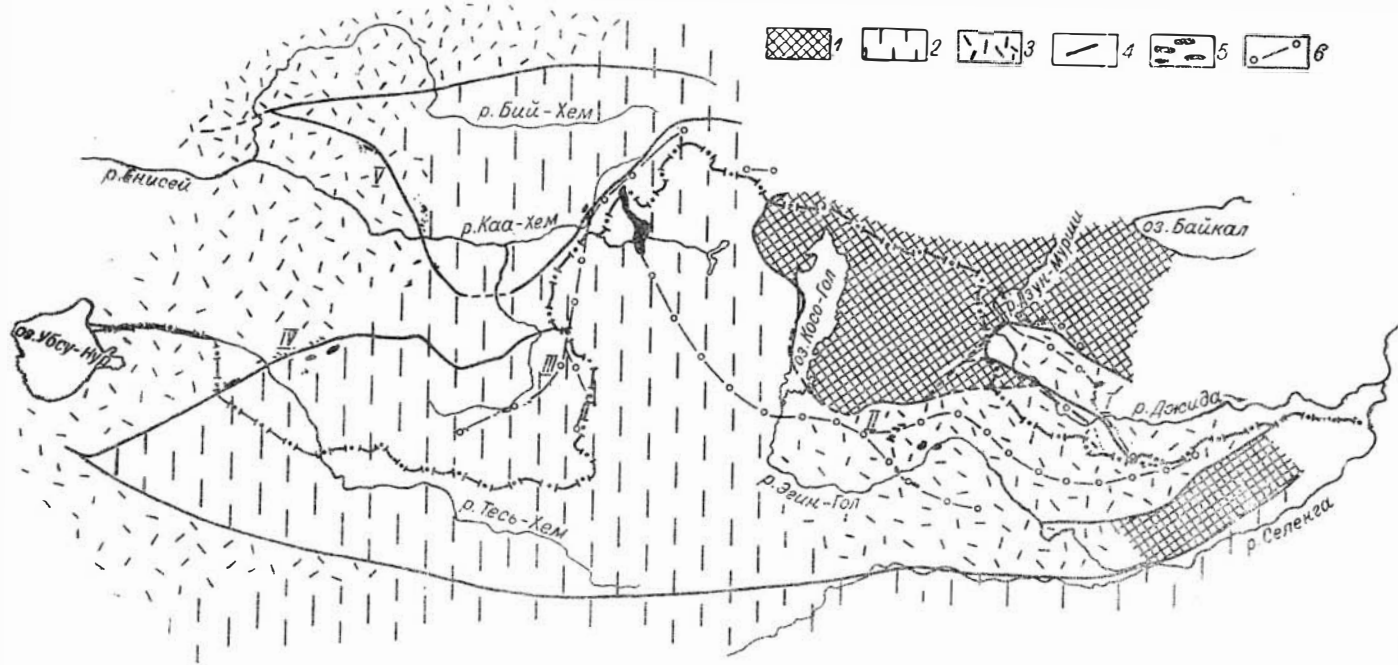


Рис. 4. Положение Джи́динского гипербазитового пояса в тектонических структурах юга Сибири и смежной территории Монголии:

1 — Архейские и протерозойские складчато-глыбовые нерасчлененные структуры; 2 — области распространения карбонатного и вулканического кембрия на протерозойско-синийском фундаменте; 3 — кембрийские (раннекаледонские) глыбово-складчатые структуры; 4 — региональные разломы, элементы глубинных разломов; 5 — массивы гипербазитов; 6 — оси гипербазитовых поясов. Гипербазитовые пояса: I — Джи́динский, II — Прико́согольский; III — Восточно-Туви́нский; IV — Южно-Туви́нский; V — Каа-Хемский.

глубинный разлом на юго-востоке Тувы, вдоль которого прослеживается Южно-Тувинский гипербазитовый пояс [8]. Следует подчеркнуть, что некоторые из глубинных разломов, заложенные в области ранее бывшей кембрийской эвгеосинклинали, прослеживаются в районы, где геосинклиналь развивалась на жестком кристаллическом фундаменте соседних древних складчатых зон. При этом они сохраняют все качества, свойственные глубинным разломам, и нередко сопровождаются гипербазитовыми поясами (Восточно-Тувинский гипербазитовый пояс).

Таким образом, анализ пространственного размещения гипербазитовых поясов в районах восточной части Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных с ней территорий Монголии и юго-западного Забайкалья позволяет несколько дополнить установленные ранее закономерности в размещении гипербазитовых поясов в пределах древнекаледонской геосинклинали юга Сибири. Выясняется, что гипербазитовые пояса локализуются: а) вдоль зон глубинных разломов, развивавшихся в областях флексурных перегибов от глубоких синклинальных прогибов к смежным антиклинальным поднятиям эвгеосинклинали, б) вдоль зон глубинных разломов, возникших в областях сопряжения древнекаледонской эвгеосинклинали с заключенными в ней средними массивами и в) с продолжением этих глубинных разломов в области, где кембрийская геосинклиналь развивалась на кристаллическом фундаменте соседних древних складчатых зон.

О ВОЗРАСТЕ ГИПЕРБАЗИТОВ ДЖИДИНСКОГО РАЙОНА

Вопрос о нижней возрастной границе гипербазитов Джидинского района решается довольно просто, поскольку большая часть ультраосновных массивов прорывает отложения нижнего кембрия. Основываясь на этих фактах, почти все геологи, занимавшиеся вопросом стратиграфического положения гипербазитовой интрузии Джидинского района, считают ее каледонской. Прямых данных о верхнем возрастном пределе интрузии гипербазитов в Джидинском районе нет, так как каледонский возраст прорывающих ее гранитов строго не аргументирован. Поэтому для уточнения возраста гипербазитов приходится привлекать дополнительные сведения. В этом свете очень важно подчеркнуть установленную выше связь Джидинского гипербазитового пояса с гипербазитовыми поясами Алтае-Саянской гипербазитовой провинции. Кембрийский же возраст гипербазитовой интрузии в Алтае-Саянской области хорошо обоснован на территории Тувы и Западного Саяна [8]. Учитывая сказанное, можно с большей долей вероятности говорить о кембрийском возрасте гипербазитов Джидинского района.

Обобщая изложенные выше результаты исследования гипербазитов Джидинского района, необходимо подчеркнуть, что гипербазиты Джидинского пояса неотличимы от гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области. Сходство сравниваемых гипербазитовых интрузий можно видеть в вещественном составе пород, соотношении отдельных петрографических разновидностей, общности их петрографических особенностей, особенностей геологоструктурной обстановки размещения гипербазитовых массивов и, наконец, во времени формирования интрузий. Все это позволяет нам уверенно рассматривать гипербазиты Джидинского района как продукты кристаллизации глубинной перидотитовой магмы и относить их к гипербазитовой интрузивной формации.

В заключение кратко сформулируем основные выводы проведенного исследования.

1. В районе Западного Забайкалья ультраосновные породы, производные глубинной перидотитовой магмы, имеют широкое распространение. Массивы, сложенные ими, располагаются в виде четко выраженного гипербазитового пояса, названного нами Джидинским.

2. Показано, что ультраосновные породы Джидинского гипербазитового пояса по вещественному составу, соотношению петрографических разновидностей, геологоструктурному положению массивов, возрасту и формационной принадлежности являются аналогами ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса Алтае-Саянской складчатой области.

3. Намечена прямая связь Джидинского гипербазитового пояса через территорию МНР (Прикосогольский гипербазитовый пояс) с гипербазитовыми поясами Восточной Тувы.

4. Доказано наличие в составе массивов Джидинского гипербазитового пояса аллотематоморфических апогипербазитовых пироксенитов.

5. Уточнены ранее установленные закономерности в размещении древнекаледонской геосинклинали Сибири. В частности, показано, что глубинные разломы и пространственно связанные с ними гипербазитовые пояса выходят за пределы эвгеосинклинали в области, где геосинклинали отложения формировались на опущенном жестком кристаллическом фундаменте соседних более древних складчатых областей.

6. Выявлено, что ультраосновной магматизм ранней стадии развития кембрийской геосинклинали Сибири проявился далеко за пределами Алтае-Саянской складчатой области, захватив территорию сопредельных районов Монголии и Западного Забайкалья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд-во АН СССР, 1950.
2. Иванов А. Х. Восточное Прикосоголье. МНР. Географическое и геологическое описание. Тр. Монг. комисс. АН СССР, вып. 3, 1953.
3. Налетов П. И., Шалаев К. Л., Деуля Т. Т. Геология Джидинского рудного района. Тр. ВСГУ, вып. 27. Иркутск, 1941.
4. Налетов П. И. Ультраосновные породы юго-западного Забайкалья. Материалы по геологии и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. VI, Улан-Удэ, 1961.
5. Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской складчатой зоны. Докл. АН СССР, т. XVIII, № 5, 1949.
6. Пинус Г. В. Кембрийский вулканизм Тувы. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 7, 1961.
7. Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 6, 1961.
8. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
9. Смолянский Е. Н. К металлогении Джидинского рудного района. Тр. I совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, 1958.
10. Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения составов биотитов, роговой обманки и пироксена. Минер. сб. Львов. ун-та, № 4, 1950.
11. Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолиздат, 1952.
12. Шипулин Ф. К. Основные черты геологического строения Монголии. «Советская геология», 1947. № 24.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ МАССИВА КВАРЦЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ НА ВОДОРАЗДЕЛЕ РЕК ТУИМА И КАРЫША

(Кузнецкий Алатау)

ВВЕДЕНИЕ

Описываемый массив кварцевых щелочных сиенитов находится на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в районе сочленения его с Батенёвским кряжем. Сиениты слагают имеющий меридиональное направление водораздельный хребет верховий рек Туима и Карыша (рис. 1) и распространены полосой протяженностью 16 км и шириной 4—9 км от рудника Туим до истоков р. Туима. Вблизи северного и восточного контактов сиенитового массива проходит железная дорога Ачинск — Абакан, а именно: ее отрезок между разъездами Туим и Тисин.

Вмещающими сиениты породами являются кембрийские известняки, кварциты, кремнистые сланцы и эффузивы. На карте 1932 г. А. Н. Чуракова [15] известняки по р. Туиму показаны енисейской свитой. Б. А. Тимофеевский [10] считал эти известняки среднекембрийскими. Согласно данным Б. Н. Красильникова и Е. Д. Сулиди-Кондратьева [4], известняки в нашем районе имеют возраст $Ст_{1-2}$, относятся к шюссовской свите и слагают Туимскую антиклиналь. Эффузивы в окрестности станции Тисин на карте к статье Б. Н. Красильникова и Е. Д. Сулиди-Кондратьева показаны бериккульской свитой ($Ст_2$), перекрывающей известняки. С последним мы согласиться не можем, так как на СЗ от станции Тисин (см. карту) мы наблюдали, как эффузивы согласно падают под туимские известняки, отделяясь от последних несколькими прослоями кварцитов и кремнистых сланцев. В. М. Ярошевич отложения нашего района относил к иерасчлененному синию и кембрию и частично к синию (биджинская свита) [17]. В пользу древнего возраста вмещающих пород говорят и наши исследования. Нами описана галька изверженных пород когтахского комплекса в конгломерате, содержащем биогермы известняков с фауной санаштыкгольского горизонта [9].

Кембрийские породы образуют крупную складку — Туимо-Тисинскую антиклиналь. На водоразделе рек Туима и Карыша распространены известняки и в подчиненном количестве кварциты (см. рис. 1), слагающие западное крыло этой антиклинали, а в окрестностях станции Тисин, в ядре антиклинали, обнажаются более древние эффузивы. Породы простираются на ССВ и СВ, для известняков в общем характерно крутое падение на запад. Местами западное крыло Туимо-Тисинской антиклинали осложнено дополнительными складками низшего порядка.

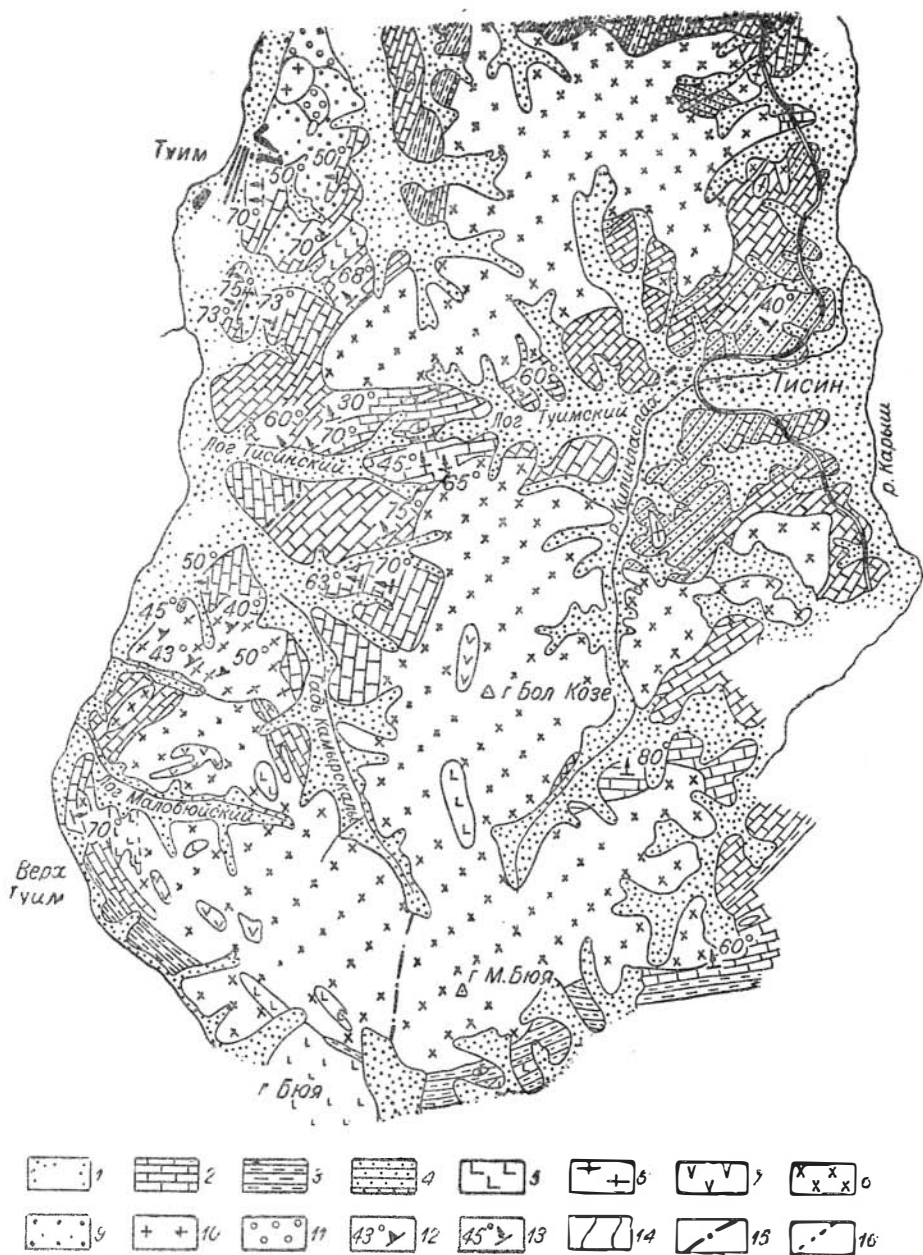


Рис. 1. Схематическая карта массива (составил С. Л. Халфин, 1960):

1 — рыхлые отложения, 2 — известняки (Сп₁), 3 — кварциты (Сп₁), 4 — эффузивы (Сп₁), 5 — породы буюской интрузии, 6 — когтахские габбро, 7 — лампрофиры когтахского комплекса, 8 — кварцевые щелочные сниты, 9—11 — породы рудного поля Тумского шеелитового месторождения, 9 — альбитофиры, 10 — граниты, 11 — скарны, 12 — элементы залегания первичной магматической полосатости в габбро, 13 — элементы залегания слонстости, 14 — геологические границы, 15 — тектонические нарушения, 16 — предполагаемые геологические границы.

Нижнепалеозойские интрузивные породы в районе представлены двумя габброидными и одним гранитоидным комплексами.

Широко распространена в районе доскладчатая гипабиссальная послыйная интрузия габбро-диоритов и габбро-диабазов, которая носит название Буйской (от горы Бюя, сложенной этими породами). Данный интрузивный комплекс тесно связан со спилитовыми эффузивами нижнего кембрия Кузнецкого Алатау. Послойные тела интрузии (силлы, лакколлиты) совместно с вмещающими известняками участвовали в складчатости и в связи с этим обычно рассланцованы. Возраст комплекса — нижнекембрийский (синийский) и соответствует возрасту синхронных эффузивов.

Когтахский габбро-сиенитовый комплекс (название от горы Когтах) является вторым, более молодым, чем Буйский, габброидным комплексом района. К нему мы относим описываемый в данной статье массив щелочных сиенитов. Формирование когтахского комплекса связано с дифференциацией габбровой магмы в субплатформенных условиях после завершения салаирской складчатости [13, 14]. В комплексе объединен ряд интрузивных массивов района, сложенных габбро, габбро-пироксенитами, анортозитами, габбро-перидотитами, авгитовыми диорит-монцонитами и различными петрографическими разновидностями щелочных сиенитов. Перечисленные петрографические типы пород, представляющие собой или продукты глубинной дифференциации габбровой магмы и производные самостоятельных интрузивных фаз, или продукты ее кристаллизационной дифференциации на месте, обнаруживают тесные пространственные и структурные связи. Наиболее характерным представителем габбро-сиенитового комплекса является интрузивный массив горы Когтах, подробно охарактеризованный нами в отдельной работе [13]. Он расположен рядом с описываемым здесь сиенитовым массивом на левобережье р. Туима. В Когтахском массиве имеются дайки и штоки кварцевых авгитовых щелочных сиенитов — аналоги сиенитов описываемого массива. Кварцевые щелочные сиениты в когтахском комплексе являются наиболее молодой из известных нам интрузивных фаз и прорывают диорит-монцониты, расслоенные габброиды и лампрофиры этого комплекса.

Возраст комплекса определяется тем, что массивы его прорывают собранные в складки карбонатно-эффузивные породы нижнего кембрия и, в свою очередь, прорываются батолитовыми гранитоидами возраста верхний кембрий — ордовик. Еще более сужающим возрастными границами когтахского комплекса обстоятельством является то, что в районе станции Ербинская, в кембрийском конгломерате, содержащем биогермы известняков с фауной санаштыкгольского комплекса, присутствует галька нордмаркита, аналогичного породам сиенитового массива водораздела рек Туима и Карыша [9]. В соответствии с этим верхняя возрастная граница интрузивных пород когтахского комплекса не выходит за пределы нижнего кембрия.

Наиболее молодой крупной интрузией района является интрузия уже названных улень-туимских гранитоидов. Это батолитовые граниты, с которыми связана окончательная консолидация салаирской (согласно некоторым авторам — раннекаледонской) геосинклинали Кузнецкого Алатау [5, 6, 8]. Возраст гранитов — верхний кембрий — ордовик. В северо-западной части карты (см. рис. 1) отмечено небольшое тело этих гранитов, а также связанные с ними скарны Туимского шеелитового месторождения.

Ранее нами было показано структурно-тектоническое положение перечисленных комплексов в общем плане геологического строения

Кузнецкого Алатау [13, 14], а также отмечено, что Буйская интрузия, Когтахская интрузия и интрузия улень-туимских гранитоидов являются представителями трех различных формационных типов.

МОРФОЛОГИЯ МАССИВА

Общая площадь распространения сиенитов превышает 120 км², что заставляет отнести сиенитовый массив к разряду крупных [3, стр. 113]. Главная масса сиенитов прорывает западное, сложенное преимущественно известняками, крыло вышеназванной Туимо-Тисинской антиклинали.

Пространственно кварцевые щелочные сиениты водораздела рек Туима и Карыша распадаются на два обособленных массива — Южный и Северный. Северный массив отделяется от Южного полосой известняков, к которой приурочена глубокая седловина на водоразделе: на запад и восток от нее с водораздела спускаются соответственно Тисинский и Туимский лога (см. карту). Северный массив залегает в известняках, кварцитах, кремнистых сланцах и эффузивах. Южный массив преимущественно контактирует с известняками, кремнистыми сланцами, кварцитами. На западе, в левом борту приустьевого части пади Камырскалы (см. карту), сиениты Южного массива имеют активный интрузивный контакт с расслоенными габбро когтахского комплекса. На юге, у подножья горы Бюя, сиениты прорывают амфиболиты, которыми сложена эта гора. В Южном массиве сиенитов встречены многочисленные останцы кровли и ксенолиты вмещающих известняков, пород Буйской интрузии, лампрофириров когтахского комплекса и когтахских габбро. Отмечаются отличия в петрографическом составе пород Южного и Северного массивов, объясняемые различной высотой эрозионного среза последних. Эрозионный срез Южного массива значительно более высок, чем Северного, и еще более высок эрозионный срез отделенной разломом юго-западной части Южного массива, расположенной на водоразделе р. Туима и пади Камырскалы (см. карту). В Южном массиве и особенно в его юго-западной части широко развиты гибридные разновидности — меланократовые роговообманковые сиениты и шонкиниты, возникающие при кристаллизации сиенитовой магмы, загрязненной ксенолитами вмещающих основных пород. Среди структурных разновидностей нормальных сиенитов здесь широко распространены мелкозернистые и среднезернистые порфириовидные породы. В Северном массиве почти совершенно отсутствуют ксенолиты вмещающих пород. Породы массива очень однообразны, преобладают равномернозернистые породы с гранитовыми структурами. Гибридные разновидности встречаются здесь очень редко. Отмеченная разница в высоте эрозионного среза объясняется, по-видимому, наличием в пределах показанной на карте площади трех тектонических блоков, смещенных по отношению один к другому вертикально. Контакты Северного и Южного массивов сопровождаются многочисленными дайками мелкозернистого сиенита (на рис. 1 ввиду мелкого масштаба не показаны). Большинство этих даек залегает согласно со слоистостью вмещающих пород.

Почти полное отсутствие ориентированных текстур в описываемых сиенитах исключает возможность применения структурно-петрологических картировочных методов для выяснения морфологии массивов и их внутреннего строения, подобно тому, как это было сделано нами для сложенного расслоенными габброидами массива горы Когтах [13].

При решении этого вопроса мы вынуждены ограничиться рядом таких рассуждений.

Общая вытянутость массивов в направлении, параллельном структурам вмещающих пород, наличие многочисленных согласных со слоистостью вмещающих пород ответвлений, даек заставляют нас думать, что Северный и Южный массивы представляют собой контролируемые пластовыми трещинами вмещающих пород штокообразные тела. Горизонтальные сечения этих штокообразных тел, как это отчетливо видно на карте, имеют определенную вытянутость в направлении, параллельном структурам вмещающих пород. Падение штоков грубо соответствует падению вмещающих известняков и кремнистых сланцев западного крыла Туимо-Тисинской антиклинали, т. е. северо-западное с углами падения $50-70^\circ$.

Некоторые дополнительные данные: относительно залегания массивов на глубине можно получить, анализируя их трещинную тектонику. В крупном обнажении, представляющем собой скалистый гребень протяженностью более километра близ вершины горы Б. Козе, нами было сделано 500 замеров трещин отдельности в сиенитах. Результаты измерений нанесены на проекцию рис. 2. По-видимому, можно предположить, что исследуемый тектонический блок, расположенный в центральной части штока, является достаточно представительным для анализа первичной тектоники массива в целом. Скопления точек, соответствующих азимутам падения трещин отдельности, образуют на проекции рис. 2 три отчетливых максимума в северо-западном, юго-западном и юго-восточном квадрантах диаграммы. Скопления точек отвечают трем системам трещин отдельности массива, углы между этими системами близки к прямым. Анализируя положение в пространстве на-

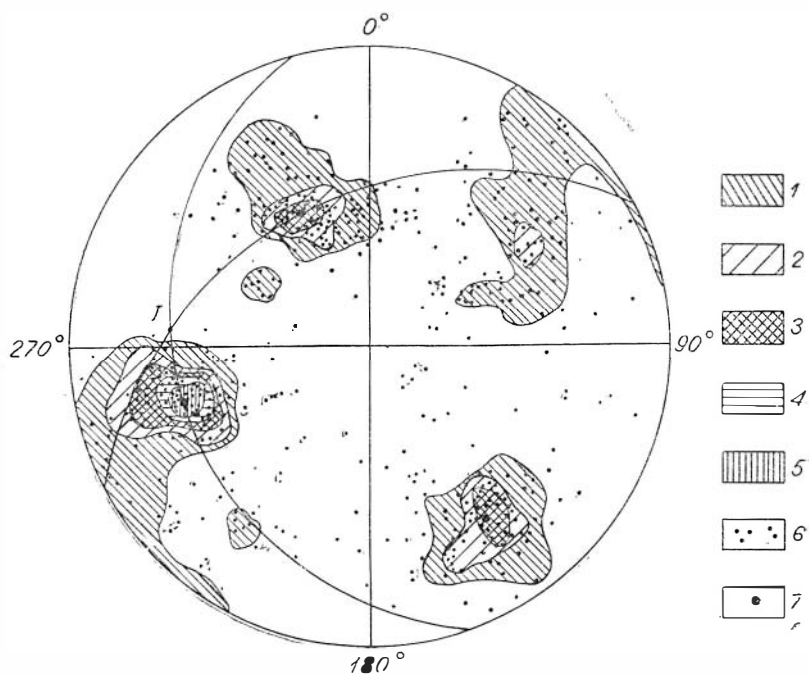


Рис. 2. Стереографическая равноугольная проекция (на нижнюю полусферу) векторов азимутов и углов падения трещин отдельности центральной части сиенитового массива. Построена по 500 замерам.

званных систем, мы пришли к выводу, что они являются системами первичной магматической трещиноватости массива.

Система трещин, отвечающая скоплению точек в северо-западном квадранте диаграммы, хорошо совпадает с преобладающим направлением контактов сиенитовых тел, слоистостью вмещающих пород и залеганием пластовых даек сиенитов. Отсюда заключаем, что она является пластовой системой (L) первично-тектонической трещиноватости. Усредненные элементы залегания этой системы: азимут падения 322° и угол падения 51° .

На северных и северо-западных склонах горы Б. Коце мы наблюдали многочисленные ксенолиты лампрофиоров и буйских порфириров. Длинные оси вытянутых ксенолитов имели преобладающее крутое ($75\text{--}80^\circ$) падение на запад, т. е. линии течения в данном массиве круто падают на запад. Исходя из этого наблюдения, заключаем, что система трещин, образующая отчетливый максимум в юго-западном квадранте (усредненные элементы залегания: азимут падения 253° , угол падения 76°) и совпадающая с направлением линий течения, является продольной системой (S) первичной трещиноватости массива. Из рассмотрения диаграммы видно, что эта система в описываемом штокообразном массиве развита лучше других.

Система трещиноватости, отвечающая скоплению точек в юго-восточном квадранте диаграммы, будучи приблизительно перпендикулярна двум вышерассмотренным, по-видимому, может оказаться поперечной системой (Q) первичной трещиноватости.

Длинная ось штока, параллельная линиям течения, должна быть параллельна линии пересечения плоскостей пластовой и продольной систем первичной трещиноватости. На проекции показаны дуги, соответствующие усредненному положению этих плоскостей; дуги проходят через точки, соответствующие усредненным азимутам падения систем (рис. 2). В точке пересечения дуг (I) выходит вектор, отвечающий азимуту и углу падения длинной оси штока. На диаграмме видно, что наряду с северо-западным падением описываемые штокообразные тела обнаруживают в плоскости падения крутое склонение (угол 78°) длинной оси на запад по азимуту 275° .

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД

Описываемый нами сиенитовый плутон нужно отнести к разряду простых интрузивных образований, становление всех частей которого (в данном случае Северного и Южного массивов, ответвлений и сопровождающих контакты даек) связано с одной интрузивной фазой. Петрографические разновидности, описание которых мы приведем ниже, в своем подавляющем большинстве являются или продуктами кристаллизационной дифференциации на месте, или фаціальными структурными разновидностями, или, наконец, гибридными породами. В связи с этим петрографические разновидности характеризуются обычно двумя такими особенностями: 1) образуют постепенные взаимопереходы с возникновением промежуточных разновидностей; 2) обнаруживают при полевых исследованиях очевидную связь с объясняющими их происхождение геологическими условиями. Такими условиями являются: величина интрузивных тел, близость контактов, наличие подвергшихся переработке ксенолитов и т. п.

Кварцевый щелочной сиенит со щелочным амфиболом—нордмаркит. Это наиболее распространенный, слагающий

главную массу сиенитовых пород петрографический тип. Широко распространен в Северном и Южном массивах, а Северный массив почти целиком сложен этой породой. Нордмаркиты имеют светло-серый, часто с розовыми оттенками цвет и бывают обычно средне- и грубозернистыми, а иногда порфириновидными и пегматоидными. В шлифе обнаруживается гипидиоморфнозернистая гранитовая структура. Порода образована натровым ортоклазпертитом, небольшим количеством альбита, который во многих образцах отсутствует, щелочными амфиболами (арфведсонитом, гастингситом, рибекитом), в нескольких шлифах в небольшом количестве обнаружен зеленоватый диопсид. Кварц присутствует от 3 до 10 проц., с дальнейшим увеличением количества кварца породы переходят в граносиениты и щелочные граниты. Акцессорные минералы представлены апатитом, титаномагнетитом и цирконом.

Ортоклаз образует более или менее идиоморфные зерна, часто сдвойникованные. Минерал всегда содержит крипто- или микропертитовые вростки альбита. Наиболее широко развиты карлсбадские двойники, полюс двойникового шва которых—перпендикуляр к (010)—совпадает с Ng индикатрис обоих индивидов. Реже встречаются манебахские двойники. Минерал имеет очень большой угол оптических осей: $2V = -85-88^\circ$; встречаются ортоклазы с углами $2V$, близкими к 90° и реже изоортоклазы. Показатели преломления минерала равны: $Ng = 1,531$; $Nm = 1,528$, $Np = 1,525$, $Ng - Np = 0,006$. Исходя из этих данных, заключаем, что наш полевой шпат представляет собой очень обогащенный натром ортоклаз, содержащий до 50 проц. молекулы олигоклаза [11, стр. 149].

Плагиоклаз. В описываемом типе сиенита первичный плагиоклаз (идиоморфный по отношению к ортоклазу) не встречен. Кислый плагиоклаз (альбит № 5—7) появляется в породе обычно лишь в связи с широким развитием пертитов замещения, с некоторой вторичной, по-видимому, автометаморфической альбитизацией сиенитов. Замещение ортоклаза альбитом протекает или путем обрастания зерен ортоклаза с краев, или, что случается наиболее часто, путем интенсивного разрастания и слияния пертитовых вростков. Вростки альбита при этом разрастаются, соединяются между собой так, что начинают количественно преобладать над веществом ортоклаза в зерне. Часто случается, что некоторые зерна ортоклаза оказываются полностью изоморфно замещены альбитом. В отдельных образцах вторичный альбит слагает 10—15 проц. породы.

Щелочные амфиболы — преобладающие темноцветные минералы описываемых сиенитов. Чаще других встречаются арфведсонитовые сине-зеленые разновидности, реже — бурые амфиболы гастингсит-баркевикитового ряда. Очень широко распространен синий рибекит. Последний обычно присутствует в породе наряду с арфведсонитовым или гастингситовым амфиболом; нередко и чисто рибекитовые разновидности сиенитов. Арфведсонитовый и гастингситовый амфиболы встречаются в ограниченных идиоморфных зернах, рибекит, как правило, образует прихотливые по форме скопления мелких неправильных зерен. Щелочные амфиболы очень густо окрашены, и поэтому к ним невозможно применить точные методы исследования (федоровский и иммерсионный). При метаморфическом или автометаморфическом изменении пород они разрушаются и замещаются гранобластическим агрегатом кварца и магнетита. Амфибол в сиенитах колеблется от 1 до 15 проц. В соответствии с этим выделяем лейкосиениты и нормальные сиениты.

Диопсид встречается в редких образцах и в небольшом количестве: одно-два зерна в шлифе. Минерал имеет слабую синеваато-зеленую

окраску и почти не плеохроирует. Зерна по краям обрастают каемкой щелочного амфибола и иногда биотита. Очень характерна диаллаговая отдельность по (100). Иммерсионным и федоровским методами обнаружены такие константы: угол $2V=+48^\circ$; угол $cNg=40^\circ$, $Ng=1,710$; $Nm=1,695$; $Np=1,670$; $Ng-Np=0,031$. Учитывая слабую синеватую окраску, предполагаем, что диопсид содержит какое-то количество эггириновой молекулы.

Титаномагнетит и магнетит распространены в породах равномерно и содержатся в количестве 1—3 проц. Минералы образуют мелкие ксеноморфные зерна.

Циркон образует вытянутые кристаллы с хорошо развитыми призматическими гранями. Минерал распространен в породе крайне неравномерно: во многих образцах совсем отсутствует, а в некоторых встречается в количестве 8—10 зерен в одном шлифе.

Подведя итог описанию этого типа сиенитов, отметим, что, несмотря на некоторые указанные выше колебания минералогического состава, обусловленные, очевидно, кристаллизационной дифференциацией, главная масса наших сиенитов имеет такой усредненный состав: натровый ортоклаз-пертит — 75—80 проц., щелочной амфибол — 5—10 проц., альбит пертитовых вростков и вторичный — 5—8 проц., диопсид — 0—5 проц., титаномагнетит — 1—3 проц., кварц — 3—6 проц. По структуре и минералогическому составу описываемая порода очень близка к классическому нордмаркиту Бреггера [3, стр. 316].

Щелочной граносиенит и щелочной гранит. Эти породы теснейшим образом и через постепенные переходы связаны с нордмаркитами и образуются при обогащении последних кварцем от 10 до 25 проц. Щелочные граносиениты и граниты были обнаружены в центральной части Южного массива и в крайней приконтактовой части северо-восточного ответвления этого массива южнее станции Тисин, близ железной дороги. В Северном массиве граносиениты присутствуют в северо-восточной части его. Общий объем этих пород в сравнении с объемом нордмаркитов крайне незначителен. Во всех случаях мы отчетливо проследили, как граносиениты и щелочные граниты, постепенно обедняясь кварцем, переходят в обычные нордмаркиты. Макроскопически и под микроскопом щелочные граниты и граносиениты отличаются от вышеописанных нордмаркитов только более высоким содержанием кварца.

Кварцевый щелочной сиенит с федоровитом-акерит. Породы близкого состава были описаны нами ранее из штока сиенитов с северных склонов горы Когтах [13].

Макроскопически породы не отличимы от нордмаркита. При изучении шлифов они в небольших количествах были обнаружены в различных частях Южного массива и в восточной и северо-восточной частях Северного. В шлифах же были описаны и переходные разновидности к нордмаркиту.

Под микроскопом порода имеет гранитную гипидиоморфнозернистую структуру с ясными чертами монцонитовой структуры, заключающимся в идиоморфизме плагиоклаза по отношению к ортоклазу.

Натровый ортоклаз-пертит имеет угол $2V=-87^\circ$ и $Nm=1,530$, т. е. по составу такой же, как в нордмарките. Двойники в противоположность нордмаркиту редки.

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 5—12) имеется в двух генерациях — магматической и автометасоматической. Магматический плагиоклаз развивается в лейстовидных зернах, резко идиоморфных по отношению к ортоклазу. Зерна полисинтетически сдвойникованы по альби-

говому, альбит-карлсбадскому и периклиновому законам. Угол угасания плагиоклаза в сечении, перпендикулярном a , — $cNp' = -13-15^\circ$, угол $2V = +80^\circ$, $Nm = 1,538$. Вторичный альбит развивается точно так же, как в нордмаркитах.

Федоровит образует мелкие идиоморфные окрашенные в шлифе в светло-зеленый цвет, плеохроирующие или слабо плеохроирующие зерна. Для минерала были определены такие константы: угол $2V = 61^\circ$, угол $cNg = 60^\circ$; $Ng = 1,714$, $Np = 1,682$, $Ng - Np = 0,032$. Исходя из перечисленного, нужно считать минерал промежуточным членом ряда авгит — эгирин — авгит, отвечающим по составу федоровиту [1]. Для минерала очень характерна диаллаговая отдельность по (100). Щелочные амфиболы для типичных представителей описываемой породы не характерны, но в разновидностях, переходных к нордмаркитам, сначала появляется рибекит, а вслед за ним — арфведсонит, вместе с этим обычно исчезает плагиоклаз и федоровит. Кварц присутствует в изоморфных зернах и составляет 5 проц. породы. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом и апатитом, в отличие от нордмаркитов появляется сфен.

Количественный минералогический состав породы: натровый ортоклаз-пертит — 65 проц., альбит-олигоклаз — 25 проц., федоровит — 3 проц., кварц — 5 проц., акцессорные минералы — 2 проц. По структуре и минералогическому составу описываемая порода соответствует акериту.

Меланократовый сиенит с роговой обманкой. Эта порода развивается как гибридная фация обычных нордмаркитов. Она часто появляется на контактах с вмещающими основными породами (амфиболитами, диабазами, лампрофирами) или в участках массива, перегруженных ксенолитами таких пород. Роговообманковый меланократовый сиенит характеризуется неравномерным распространением темноцветных компонентов и часто обнаруживает такситовую текстуру. Породы — среднезернистые серого или розовато-серого цвета.

Под микроскопом породы обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из натрового ортоклаза ($2V = -84^\circ$, $Nm = 1,528$), плагиоклаза № 8—14 (угол угасания в сечении, перпендикулярном a , — $cNp' = 10-14^\circ$, $Nm = 1,538-1,542$), обыкновенной роговой обманки, апатита и магнетита. В разновидностях, переходных к нордмаркиту, наряду с обыкновенной роговой обманкой появляется щелочной амфибол гастингит-баркевикитового ряда. Кварц присутствует не во всех образцах.

Обыкновенная роговая обманка образует идиоморфные, иногда sdвойникованные зерна, с хорошо развитыми гранями призмы. Окраска: по Ng — зелено-бурая, по Nm — зелено-бурая, по Np — светлая желто-зеленая, абсорбция: $Ng \gg Nm \gg Np$. Константы минерала: угол $cNg = 18^\circ$, угол $2V = -74^\circ$, $Ng = 1,672$, $Np = 1,650$; $Ng - Np = 0,022$. Исходя из этих данных, делаем заключение, что минерал является обыкновенной роговой обманкой и по составу отвечает средним членам железисто-магнезиального ряда этих минералов, с содержанием магнезиальной молекулы 77 и железистой — 23 проц. [11, стр. 120].

Количественный минералогический состав породы: натровый ортоклаз-пертит — 40 проц., альбит-олигоклаз — 30 проц., обыкновенная роговая обманка — 25 проц. Акцессорные минералы (apatит, титаномагнетит) — 2 проц., иногда присутствует кварц.

Шонкит. Порода, несомненно, гибридная и встречена на контакте Южного сиенитового массива с амфиболитами горы Бюи. Порода имеет черный цвет с неравномерно расположенными на черном фоне белыми и розовыми кристаллами ортоклаза.

Под микроскопом устанавливается, что порода состоит из ортоклаз-пертита, зонального пироксена и сфена. Пироксен идиоморфен по отношению к ортоклазу.

Ортоклаз-пертит содержит пертитовые вросстки альбита. Развивается в крупных ксеноморфных зернах, двойников отмечено не было. Минерал имеет угол $2V = -87^\circ$ и $Nm = 1,530$, т. е. по составу является натровым ортоклазом, как и в нордмаркитах.

Пироксен шонкинита является зональным, зерна состоят из двух хорошо различимых по цвету зон. Внутренние части зерен бесцветные, слегка желтоватые имеют едва заметный плеохроизм в желтоватых тонах, наиболее яркое окрашивание по Nm . Угол $2V = 62^\circ$, угол $cNg = 36^\circ$.

Внешние части зерен имеют отчетливую окраску и плеохроизм в зеленых тонах, по Ng цвет значительно гуще, чем по Nm . Угол $2V = 63^\circ$, угол $cNg = 45^\circ$. Из приведенного заключаем, что внутренние части пироксеновых зерен сложены диопсидом, по-видимому, несколько обогащенным титаном, а внешние части зерен образованы авгитом с примесью эгириновой молекулы. Для пироксена очень характерна отдельность по (010), совпадающая с главной плоскостью оптической индикатрисы минерала.

Сфен образует крупные идиоморфные, прекрасно кристаллографически ограниченные клиновидные кристаллы, по своим размерам соизмеримые с зернами ортоклаза и пироксена. Минерал в шлифе имеет бурый цвет и заметный плеохроизм. Количественный минералогический состав породы: пироксен — 50 проц., ортоклаз — 31 проц., сфен — 18 проц., апатит и магнетит — 1 проц. По минералогическому составу и структуре порода отвечает шонкиниту.

Сиенит-порфиры и мелкозернистые порфировидные сиениты. Эти породы являются фациальной структурной разновидностью нордмаркитов и образуют мелкие дайковые тела, часто сопровождающие контакты крупных массивов, но иногда находящиеся от них на значительных расстояниях. В таких дайках сиенитовые породы часто подвергаются изменению (перекристаллизации, окварцеванию, иногда — рассланцовке). Поэтому для мелкозернистых дайковых сиенитов мы выделяем два петрографических типа — свежий и измененный, так как последний очень широко развит и встречается значительно шире, чем первый.

Свежий щелочной сиенит-порфир со щелочным амфиболом. Порода порфировидная с тонкозернистой основной массой. Порфиновые выделения имеют размеры до четырех миллиметров и представлены натровым ортоклаз-пертитом (угол $2V = -85^\circ$ и $Nm = 1,528$). Порфиновые выделения слагают 20 проц. породы. Основная масса имеет ортофировую структуру и состоит из очень мелких (0,05 мм) неправильной и квадратной формы зернышек ортоклаза и еще более мелких, при малых увеличениях кажущихся непрозрачными, зерен щелочного амфибола. Рудный минерал развит в виде очень мелких и редких зерен в основной массе. Кварц в количестве, меньшем 1 проц., присутствует в основной массе породы, образуя округлые (0,1—0,2 мм) редкие зерна.

Измененный кварцевый щелочной мелкозернистый порфировидный сиенит. К этому типу относятся породы многочисленных даек, окружающих массив, а также породы краевых фаций крупных тел. Макроскопически это светлые, белого, часто розоватого цвета мелкозернистые порфировидные породы, нередко рассланцованные. Под микроскопом обнаруживается, что первично ортофировая основная масса подверглась в меньшей или большей степени перекристал-

лизации и превращена в гранобластическую. Порфиновые выделения представлены натровым ортоклаз-пертитом, таким же как в нордмарките, зерна которого часто сдвойникованы. В породах, в меньшей степени подвергшихся перекристаллизации, порфиновые выделения не захвачены или почти не захвачены этим процессом. В сильно перекристаллизованных породах зерна основной массы начинают разрастаться за счет порфиновых выделений, в связи с этим края порфиновых выделений становятся изъеденными и исчезают кристаллографические очертания. Порфиновых выделений бывает много (до 50 проц. породы) и мало — 3—4 в шлифе. Размеры порфиновых выделений, как и крупность зерна основной массы, от одного тела к другому меняются, но в общем породе обычно остаются мелкозернистыми и микрозернистыми.

Темноцветный минерал, чаще всего арфведсонитовый амфибол, сохраняется лишь в наиболее свежих разновидностях, при перекристаллизации породы он замещается магнетитом и кварцем.

В отдельных образцах описываемых пород в основной массе содержится до 15 проц. кварца, но в среднем содержание кварца составляет 5 проц.

Автометасоматоз и метаморфизм, связанные с интрузией

Автометасоматоз. Явно выраженными процессами автоматоматоза нужно считать, во-первых, пертитизацию замещения и альбитизацию, описанную нами выше, и, во-вторых, — развитие грубозернистых порфиroidных и пегматоидных сиенитов. Эти два процесса не наблюдаются вместе и, возможно, являются замещающими друг друга в различной фациальной обстановке.

По поводу образования пегматоидных и порфиробластовых разновидностей сиенитов приведем следующие наблюдения:

1. Порфиroidные сиениты тесно ассоциируют с пегматоидными. В обнажениях наблюдаем такую картину: иногда в среднезернистом нордмарките начинают появляться крупные (до 2 см) порфиroidные выделения ортоклаза. Эти порфиroidные выделения разрастаются, соединяются между собой, и среднезернистый сиенит замещается гигантозернистой пегматоидной породой. Пегматоидный сиенит всегда переходит в обычный через порфиroidные разновидности. Следовательно, образование порфиробластических вкрапленников и возникновение пегматоидных сиенитов являются различными стадиями одного и того же процесса.

2. Пегматоидные сиениты в сиенитовых массивах проявляются в виде вытянутых зон. Большинство имеющихся в массиве пегматоидных сиенитов сильно катаклазировано, в то время как окружающие нордмаркиты имеют свой обычный облик.

Под микроскопом картина разрастания порфиробластов обычно характеризуется тем, что полевой шпат среднезернистого сиенита претерпевает полное переотложение, а рудные и темноцветные минералы породы оказываются включенными внутрь крупного порфиробластического зерна ортоклаза.

Метаморфизм. Во вмещающих известняках контактовое воздействие сиенитов выражается в появлении неширокой (несколько метров) приконтактной полосы светлых мраморов, которые через мраморизованные известняки здесь же переходят в известняки обычного облика. Очень редко в мраморах появляется скудная скарновая минерализация, представленная диопсидом, гранатом, эпидотом.

Совершенно по-иному выглядят контакты сиенитов с вмещающими основными интрузивными и эффузивными породами. Здесь изменения

закладаются прежде всего в альбитизации. Особенно хорошо это бывает видно в порфиритах, где на контактах с сиенитами зеленые порфировые выделения основного плагиоклаза изоморфно замещаются белым и розовым альбитом, а порфировая структура породы полностью сохраняется. Альбитизация часто сопровождается значительной скаполитизацией. Освободившийся при альбитизации кальций основных плагиоклазов здесь же отлагается с образованием обильного эпидота. Темноцветные минералы, особенно амфиболы, оказываются наиболее устойчивыми при подобного рода изменениях. В результате метасоматического воздействия сиенитов на основные породы в большинстве случаев образуются альбит-эпидот-амфиболовые породы, иногда со скаполитом. Такие породы широко распространены и характерны для контактов сиенитов с более древними лампрофирами, порфиритами, диабазами и амфиболитами.

Следующим этапом в развитии метасоматоза является осветление альбит-эпидот-амфиболовых пород, разложение в них темноцветных минералов и частичный вынос магния, железа, кальция. При этом возникают лейкократовые альбит-актинолитовые породы иногда равномернозернистые, иногда порфиробластические. Порфиробластические структуры бывают унаследованы при изменении порфиритов. Со следующим этапом воздействия сиенитовой магмы на основные породы связано образование вышеописанных гибридных роговообманковых сиенитов и шенкинитов.

В отдельных участках Южного массива поля метасоматических пород и гибридных сиенитов достигают больших размеров и на данном эрозионном срезе составляют не менее четвертой части площади массива.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОХИМИИ

Кварцевые щелочные сиениты являются крайним щелочным звеном в ряду дифференциатов когтахского магматического комплекса (см. таблицу и рис. 3). Дифференциаты когтахского комплекса образуют своеобразную ассоциацию, характеризующуюся таким рядом пород: эвкритовое габбро, авгитовый диорит-монцонит, акерит, нордмаркит. Кривая, соответствующая рою векторов этой ассоциации на проекции ASB диаграммы А. Н. Заварицкого (рис. 3), круто наклонена к координате SB и вследствие этого пересекает кривые дифференциации обычных известково-щелочных типов. В правой и верхней своей части кривая пересекает линию дифференциации пород Этны (на рис. 3 показана пунктиром), являющуюся промежуточной между известково-щелочными и щелочными типами, и незначительно отклоняется вправо от нее. Отсюда отличительная черта химизма когтахского комплекса заключается в высоком содержании кальция в основных породах и относительно высоком содержании щелочей в крайних щелочных дифференциатах.

Сиениты в таблице и на диаграмме (рис. 3) представлены семью анализами: 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14. Анализ 8, 9 и 10 представляют сиениты из массива горы Когтах. Анализ 9 отвечает сильно вторично измененной породе из дайки с южных склонов г. Когтах. Анализ 10 взят из работы Я. С. Эдельштейна [16] и не имеет точной географической привязки. Анализ 8 — акерит из крупного штока на северном склоне г. Когтах, по составу очень близок к акеритам описываемого массива. Анализ 11, 12, 13 и 14 — нордмаркиты массива водораздела рек Туима и Карыша. Акерит образца 2а/57 (анализ 8) отличается от нордмаркитов более высоким содержанием кальция, вследствие чего точка основания

вектора этого анализа на проекции диаграммы рис. 3 расположена несколько влево ($c = 3,1$) от точек, соответствующих анализам нордмаркита. Нордмаркиты водораздела рек Туима и Карыша по своему химизму, так же как и по минералогическому составу, что было отмечено выше, очень близки классическому нордмаркиту. Векторы, отвечающие анализам нордмаркитов 11, 12, 13 и 14 образуют скопление в пределах ком-

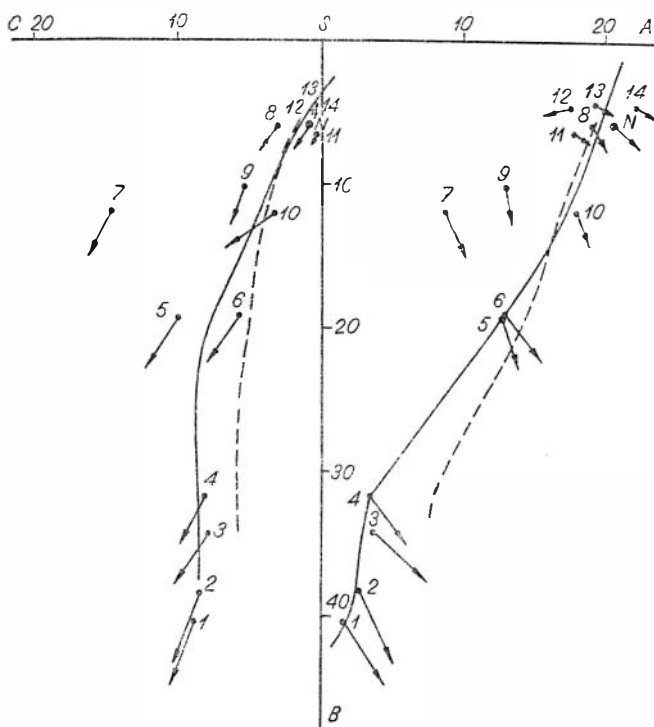


Рис. 3. Диаграмма химических составов пород когтахского комплекса по А. Н. Заварицкому (номера векторов диаграммы соответствуют порядковым номерам таблицы):

1 — 1% = 5 точек, 2 — 2% = 10 точек, 3 — 3% = 15 точек, 4 — 4% = 20 точек, 5 — 5% = 25 точек в трапеции со стороны = 10°, 6 — векторы азимута и угла падения трещин, 7 — усредненный вектор азимута и угла падения системы трещин.

пактного поля, внутри которого расположен и вектор среднего нордмаркита по р. Дэли, обозначенной на рис. 3 буквой *N*. Несмотря на наличие щелочных амфиболов и пироксенов, нордмаркиты не пересыщены щелочами, однако величина параметра c в этих породах уже очень мала (0,3—0,5). Прекрасно подтверждаются данными химического анализа наши оптические определения состава ортоклаза в щелочных сиенитах. Во всех анализах молекулярные количества натрия преобладают над таковыми калия (n колеблется от 60 до 70), т. е. ортоклаз-пертит щелочных сиенитов, как это и было нами определено, должен содержать до 50 проц. молекулы альбита.

Величина параметра Q для наших сиенитов колеблется от 1,3 до 18,8, а отношение $a:c$ колеблется в пределах от 2,4 до 74, т. е. породы по классификации А. Н. Заварицкого относятся к III классу слабо пересыщенных SiO_2 пород и к VIII группе этого класса — группе пород, богатых щелочами.

Название породы	Весовые проценты окислов												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Сум-ма
Оливиновое габбро, обр. 166/57	43,46	1,39	13,48	3,99	7,37	16,47	10,91	0,28	0,48	2,18			100,1
Габбро, обр. 25/57	44,16	1,08	14,93	4,29	5,91	14,63	12,01	0,54	0,93	0,86			99,27
Оливиновое габбро (Эдельштейн, 1911, анализ 3)	46,89	0,64	14,39	4,99	4,85	16,85	7,28	1,00	1,03	1,50		0,15	97,57
Габбро (Эдельштейн, 1911, анализ 4)	43,94	1,56	16,37	5,22	4,35	18,17	4,87	0,78	0,90	1,75	1,02	0,16	99,63
Сиенит „Грöба“ (Эдельштейн, 1911, анализ 2а)	44,46	1,30	21,69	2,57	5,42	8,88	3,68	3,01	3,15	0,62			99,78
Сиенит „Грöба“ (Эдельштейн, 1911, анализ 2)	52,54	1,35	17,64	1,31	6,24	8,60	3,85	3,44	3,52	0,25	0,62		99,36
Диорит-монзонит, обр. 21/57	49,0	0,8	24,9	2,52	3,61	11,68	2,03	1,80	2,31	0,66			99,31
Авгитовый сиенит, обр. 2а/57 (акерит)	61,32	0,56	18,40	1,79	2,92	2,89	0,56	5,59	4,75	0,98			99,36
Авгитовый сиенит, обр. 138/57	60,26	0,82	17,26	2,84	4,45	4,59	1,64	2,4	4,19	0,90			99,35
Авгитовый сиенит (Эдельштейн, 1911, анализ 1)	56,12	1,30	18,16	4,29	3,5	3,57	1,67	7,14	3,24	0,23	0,46	0,06	99,74
Сиенит, обр. 2119/59	67,88	0,23	14,05	3,33	2,58	0,77	0,29	4,66	5,19	0,28	0,38	0,11	99,87
Сиенит, 1197/59	69,02	0,22	14,93	1,26	2,55	0,43	0,14	4,75	4,97	0,49	0,05	0,08	99,34
Сиенит, обр. 3080/59	68,04	0,18	15,10	0,62	2,95	0,73	0,20	5,05	5,59	0,48	0,01	0,06	99,50
Сиенит, обр. 167/59	64,97	0,16	17,19	2,19	1,54	0,80	0,33	4,57	7,21	0,35	0,05	0,11	99,48

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1956.
2. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
3. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
4. Красильников Б. Н., Сулиди-Кондратьев Е. Д. О положении иусской и потехинской свит в стратиграфическом разрезе кембрия Батеневского края. Тр. ВАГТа, вып. 5. М., 1959.
5. Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области. Вопросы геологии Азии, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1954.
6. Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. «Геология и геофизика», 1960, № 1.
7. Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов, 1960.
8. Пинус Г. В. Магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов, 1960.
9. Сергеева Е. С., Богнибов В. И., Халфин С. Л. О возрасте когтахского габбро-сиенитового комплекса. «Геология и геофизика», 1962, № 2.

пород Когтахского комплекса

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

s	a	c	b	Q	a/c	c'	f'	m'	n	t	φ	a ¹	№
50,0	1,5	8,8	40,3	-12,4	0,19	29	25,6	45,5	72,7	2,5	8,4		1
50,6	2,7	8,4	38,3	-12,6	0,33	24	24,2	51,6	73,1	1,91	9,4		2
55,2	3,7	7,8	34,2	-5,7	0,47	37,4	26,3	36,4	59,2	1,01	12,2		3
55,5	3,4	8,0	31,7	-2,3	0,42	43	29,4	27,6	64	2,6	5,1		4
57,9	12,7	9,9	19,3	-19,3	1,28	11,5	52,2	36,2	61,4	2,11	22,5		5
62,6	12,9	5,6	19,0	-6,3	2,3	26,9	38,0	35	60,6	1,9	5,9		6
64,5	8,7	14,7	11,9	-2,9	0,62	13,7	53,6	32,7	66,1	1,2	15,03		7
71,7	19,0	3,1	5,9	2,6	6,05	9,5	73,8	16,6	56,7	0,68	26,2		8
71,5	12,9	5,3	10,1	12,1	2,44	4,2	67,4	29,2	73,2	1,57	24,3		9
66,9	17,9	3,2	12,0	4,8	3,75	10,05	65,1	24,8	41,4	1,68	31,9		10
75,5	17,8	0,3	6,4	15,1	59,3	10,4	82,1	7,5	62,9	0,3	43,7		11
77,3	17,6	0,5	4,6	18,8	35,5		73,9	5,8	61,4	0,3	21,7	20,3	12
76,2	19,2	0,3	4,3	13,7	64	13,4	78,7	7,9	62,7	0,3	12,6		13
73,0	22,2	0,3	4,5	1,3	74	14,3	75,2	10,5	70,2	0,37	42,1		14

10. Тимофеевский Б. А. Верхне-Сигангойское месторождение наждака в Хакасии. «Вестн. ЗСГТ», 1937, № 1.
11. Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
12. Унксов В. А. Алтае-Саянская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3, 1958.
13. Халфин С. Л. Петрология дифференцированного массива г. Когтах (Кузнецкий Алатау). «Геология и геофизика», 1961, № 7.
14. Халфин С. Л. Древние габброидные интрузии района сочленения Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа. «Геология и геофизика», 1961, № 11.
15. Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау, история его геологического развития и его геохимические эпохи. Очерки по геологии Сибири. Геол. ин-т АН СССР, 1932.
16. Эдельштейн Я. С. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в с.-з. части Минусинского уезда в 1908 г. Геол. иссл. в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район, вып. 10, 1911.
17. Ярошевич В. М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хр. Азыр-Тал и бассейна р. Белый Июс. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1961.

КИЙСКИЙ ГАББРО-СИЕНИТОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС МАРИИНСКОЙ ТАЙГИ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

В пределах Мариинской тайги (северо-западная часть Кузнецкого Алатау) широким распространением пользуются интрузивные образования, относимые к кийскому габбро-сиенитовому комплексу. В состав последнего включаются разнообразные по составу породы, тесно связанные между собою общностью происхождения. Почти все предыдущие исследователи [4, 11, 14, 15, 16] уже выделяли в Мариинской тайге послениждедевонскую интрузию щелочных и нефелиновых сиенитов и описывали массивы, сложенные этими породами. Работами последних лет была обнаружена тесная пространственная и генетическая связь упомянутых пород со своеобразными габброидами, которые большинством авторов [3, 11, 15] относились к мартайгинскому интрузивному комплексу (к гранодиоритовой золотоносной интрузии).

Впервые вопрос о наличии в Мариинской тайге сравнительно молодой по возрасту габбро-сиенитовой интрузии был поставлен А. Я. Булыньниковым [1] в связи с изучением золотоносности этой территории. Обоснование вопросов, связанных с выделением кийского габбро-сиенитового интрузивного комплекса, содержится в работах В. А. Врублевского [2], М. П. Кортусова [8] и Н. И. Кузоватова [9]. В предлагаемой статье автор делает попытку дать геолого-петрографическую и петрохимическую характеристики этого интрузивного комплекса.

Кийский габбро-сиенитовый комплекс образует многочисленные интрузивные плутоны различных размеров. Наиболее крупными из них являются Ударнинский, Тайдонский и Бериккульский, на основе изучения которых и делается попытка дать общую характеристику комплекса.

Все перечисленные плутоны характеризуются отчетливой вытянутостью в субмеридиональном направлении с небольшими отклонениями к северо-западу (Бериккульский плутон) и к северов-остоку (Ударнинский плутон). Вмещающими породами в большинстве случаев являются карбонатные и эффузивно-карбонатные образования нижнего кембрия. Значительно реже они контактируют с породами мартайгинского комплекса (Тайдонский плутон) и с эффузивами Тельбесской серии (D_{1-2}) (Ударнинский плутон). Геологическое положение всех плутонов характеризуется их тесной пространственной связью с крупными разрывными структурами регионального характера. Так, Ударнинский плутон приурочен к субмеридиональной зоне разлома, которая протягивается от р. Нижней Терси на юге до среднего течения р. Дудет на севере. Тайдонский плутон на значительном протяжении залегает в зоне контакта габбро-диоритовой и гранодиоритовой интрузий мартайгинского комплекса и одновременно обнаруживает пространственную связь с разломом северо-восточного направления, который проходит западнее плутона, вдоль контакта между девонскими и кембрийскими отложениями.

В процессе детального изучения Ударнинского, Тайдонского и Бериккульского плутонов совершенно отчетливо устанавливается многофазность их формирования.

Первой по времени образования является интрузия основных пород, которая в Ударнинском и Бериккульском плутонах является габбровой, а в Тайдонском плутоне габбро-пироксенитовой. Несколько позже сформировалась сиенитовая интрузия, и, наконец, последней — нефелин-сиенитовая интрузия. История формирования Бериккульского плутона, по данным В. А. Врублевского, оказывается более сложной: в этом районе в состав габбро-сиенитового комплекса включаются следующие интрузии (в порядке их возрастной последовательности от древних к более молодым): габбровая, сиенитовая, щелочно-сиенитовая, нефелин-сиенитовая, интрузия сельвсбергитов и бостонитов. В подавляющем большинстве случаев породы, возникшие в разные фазы внедрения, обнаруживают теснейшую пространственную связь и залегают в единых плутонах, образуя в них отдельные массивы различных размеров. Значительно реже породы, относимые нами к габбровой, сиенитовой и нефелин-сиенитовой интрузиям, слагают самостоятельные мелкие массивы. Породы габбровой интрузии в среднем течении р. Малый Тайдон слагают дайкообразные тела среди габбро-диоритов мартайгинского комплекса: такого же типа образования обнаружены Б. Д. Васильевым в районе Натальевского золоторудного месторождения. Породами сиенитовой интрузии сложен ряд мелких массивов дайкообразной (нижнее течение р. Малый Тулуял) и штокообразной (правый берег р. Кии, в 1 км выше устья ключа Богородского) формы. Нефелиновые сиениты также слагают отдельные дайкообразные тела среди карбонатных пород нижнего кембрия (районы поселка Гавриловка, среднего течения р. Б. Тулуял, р. Кии выше устья рч. Громатухи).

На водоразделе рек Таланова и Кия отдельные дайкообразные тела щелочных, либнеритовых и нефелиновых сиенитов залегают среди эффузивных образований тельбесской серии (D_{1-2}),

Приведенные данные свидетельствуют о том, что все плутоны кийского габбро-сиенитового интрузивного комплекса представляют собой интрузивные тела трещинного типа, приуроченные к структурам разрывного характера. Это обстоятельство в сочетании с наличием дайковых тел щелочных и нефелиновых сиенитов в полого залегающих эффузивах нижне-среднедевонского возраста позволяет высказать предположение о том, что формирование кийского комплекса происходило в условиях близких к платформенным.

Петрографический состав описываемого комплекса отличается исключительным разнообразием и поэтому целесообразно дать отдельную петрографическую характеристику габбровой, сиенитовой и нефелин-сиенитовой интрузий.

Г а б б р о в а я и н т р у з и я отличается ассоциацией пород основного и отчасти ультраосновного состава. Породы интрузии слагают отдельные массивы во всех крупных плутонах комплекса. В Ударнинском плутоне породы интрузии слагают три обособленных участка (массива): южный, протягивающийся от рудника Ударного на севере до горы Большой Таскыл на юге, северный — среднее течение р. Б. Тулуял и массив, расположенный близ устья р. Кийский Шалтырь.

В Тайдонском плутоне габбро-пироксенитовая интрузия развита в верховьях р. М. Тайдон и слагает небольшой изометричной формы массив и довольно многочисленные дайки и апофизы в породах мартайгинского комплекса. Форма большинства массивов габбровой интрузии остается не выясненной, только для Южного массива можно привести не-

которые данные. В своем северном окончании массив имеет характер трещинного интрузивного тела с отчетливой расслоенностью, элементы залегания которой совпадают с направлением контактов. На участке горы Большой Таскый массив также обнаруживается ясную расслоенность, причем отдельные стратифицированные горизонты круто падают к центральной части массива. Таким образом, в этой части Южный массив имеет воронкообразную форму. Породы, слагающие массивы интрузии, отличаются большой свежестью и черными или темно-серыми окрасками. Структуры большинства пород средне- или крупнозернистые. Довольно часто обнаруживаются полосатые текстуры, которые проявляются в чередовании полос, нормальных габбро с меланократовыми разновидностями этих пород, обогащенными титаномагнетитом и ильменитом. В некоторых случаях меланократовые полосы сложены габбро-периidotитами.

При микроскопическом изучении породы интрузии обнаруживают габбровые и габбро-офитовые структуры. По особенностям качественного и количественного минералогического состава выделяются следующие главные разновидности пород габбровой интрузии: титан-авгитовые оливиновые и безоливиновые габбро, авгитовые габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-периidotиты, габбро-пироксениты, баркевикитовые габбро, якупирангиты.

Нориты и якупирангиты развиты главным образом в Бериккульском плутоне. Породы, напоминающие якупирангиты, встречены также в северной части Ударнинского плутона.

Минералогический состав пород габбровой группы характеризуется присутствием переменных количеств следующих главных минералов: основного плагиоклаза (№ 60—70), титан-авгита, реже авгита, бронзита, баркевикита, оливина-гортонолита, изредка встречается биотит. В некоторых разновидностях в качестве главных компонентов встречаются ильменит и титаномагнетит, обычно играющие вместе с апатитом роль аксессуарных минералов. Вторичные минералы имеют ограниченное распространение и представлены эпидотом, уралитом, серпентином, кальцитом, клиноцоизитом, серицитом. В некоторых габбровых породах появляются в небольших количествах ортоклаз, а иногда и канкринит [1]. В Бериккульском плутоне, по данным В. А. Врублевского, встречаются ортоклазовые габбро и габбро-сиениты.

Сиенитовая интрузия характеризуется образованием разнообразных по составу сиенитовых пород, из которых преобладающими являются щелочные и нормальные сиениты. В связи с формированием этой интрузии возникли также многочисленные разности гибридных пород. Интрузивные тела сиенитовой интрузии, как правило, имеют в плане линейно вытянутые очертания и являются типичными трещинными образованиями. Размеры этих тел весьма различны. Линейно вытянутое тело щелочных сиенитов Ударнинского плутона прослеживается от рудника Ударного на юге до верховьев рч. Петропавловки (левый приток р. Б. Тулуял) на расстоянии более 20 км, имея ширину от 2 до 4—5 км. Нормальные сиениты Тайдонского плутона протягиваются широкой полосой от вершины р. Алзас до верховьев р. Большой Тайдон на севере. Кроме таких крупных массивов, щелочные и нормальные сиениты слагают многочисленные мелкие дайки и дайкообразные тела, пользующиеся особенно широким развитием в среднем течении р. Б. Тулуял, залегающая здесь в гибридных и габбровых породах, а также среди эффузивных образований кондомской свиты нижнего кембрия. Контакты большинства сиенитовых массивов имеют крутое падение, какой-либо стратификации в сиенитах не наблюдается.

Макроскопически нормальные и щелочные сиениты представляют собой розовые или красные породы среднезернистой, мелкозернистой или крупнозернистой структуры. Изредка встречаются порфиroidные разности. Текстуры большинства пород массивные, изредка флюидальные. Уже простым глазом в щелочных сиенитах без труда определяют калиевый полевой шпат и вытянутые зерна роговой обманки. В нормальных сиенитах, кроме этих минералов, обнаруживаются зерна плагиоклаза.

При микроскопическом изучении большинство пород характеризуется призматическозернистыми, аллотриоморфнозернистыми и гипидиоморфнозернистыми структурами.

Минералогический состав щелочных сиенитов отличается присутствием микроклина или микроклин-пертита, альбита (№ 5—7), гадингсита, биотита. Изредка наблюдаются небольшие количества титан-авгита, авгита и оливина-гортонолита. В некоторых разностях встречаются очень небольшие количества кварца.

Только в Бериккульском плутоне широким развитием пользуются богатые кварцем щелочные сиениты. Нормальные сиениты отличаются от щелочных сиенитов присутствием кислого плагиоклаза № 20—25, обыкновенной роговой обманки, значительных количеств биотита. Акцессорные минералы в обоих типах сиенитов одинаковы, это — апатит, титаномagnetит, magnetит, реже циркон, сфен. Вторичные минералы имеют ограниченное развитие и представлены серицитом и эпидотом.

Экзоконтактовый метаморфизм, связанный с сиенитовой интрузией, проявляется достаточно отчетливо, но контактовые ореолы имеют небольшую ширину, измеряемую первыми сотнями метров. Карбонатные породы превращаются в средне- и крупнозернистые мраморы и скарны, порфириты — в роговообманково-эпидотовые и пироксен-плагиоклазовые роговики. Породы габбровой интрузии близ контакта с сиенитами оказываются интенсивно измененными, что выражается в широком развитии вторичных минералов, наличии тонких жилок сиенитового состава и ороговикования.

Нефелин-сиенитовая интрузия отличается формированием нефелинсодержащих пород исключительно разнообразного состава и поэтому возникает необходимость раздельно охарактеризовать проявления этой интрузии в различных плутонах.

В Тайдонском плутоне породы интрузии образуют вытянутый в меридиональном направлении массив, расположенный в верховьях рек М. и Б. Тайдон. По своим размерам он является одним из крупных массивов нефелиновых пород в Кузнецком Алатау, его площадь — около 10 км². Нефелиновые сиениты залегают здесь в зоне контакта габбро-диоритовой и гранодиоритовой интрузий мартайгинского интрузивного комплекса. Очертания массива прихотливо извилистые, падение контактов массива в большинстве случаев крутое. Многие разности пород обнаруживают отчетливую полосчатость и гнейсовидность, которые имеют крутые углы падения и выдержанное субмеридиональное простирание. Последнее обстоятельство в сочетании с вытянутой формой массива позволяет считать его трещинным телом, а не лакколлитом, как думали некоторые исследователи.

Петрографический состав пород массива отличается большим разнообразием. Главными типами пород являются лепидомелановые миаскиты, полосчатые миаскиты и гадингситовые фойяиты. Минералогический состав этих пород характеризуется присутствием микроклин-микропертита, альбита, нефелина, лепидомелана, гадингсита, андрадита. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, титаномаг-

нетитом, пиригом, флюоритом; вторичные — серицитом, мусковитом, содалитом (гакманитом). В краевых и реже в центральных частях массива широким развитием пользуются гибридные разновидности нефелиновых сиенитов, которые представляют собой меланократовые породы с изменчивым минералогическим составом. Наблюдения за взаимоотношениями различных типов пород позволяют сделать вывод о формировании массива в три главные фазы внедрения [8]. В порядке возрастной последовательности возникли лепидомелановые миаскиты, полосчатые миаскиты, гастингситовые фойяиты. Контактный метаморфизм, связанный с массивом, проявляется иногда весьма интенсивно. Отдельные ксенолиты вмещающих пород превращаются в метасоматические альбитовые роговики, карбонатные породы превращаются в крупнозернистые мраморы, а породы габбро-пироксенитовой интрузии и габбро-диориты мартайгинского комплекса изменяются до эссекитоподобных пород. Дайковые породы, связанные с массивом, представлены пегматоидными миаскитами, имеющими весьма незначительное распространение.

В Ударнинском плутоне породы нефелин-сиенитовой интрузии четко разделяются на две петрографические группы: нефелиновые сиениты и породы ийолит-уртитового ряда. Обе группы пород не образуют здесь крупных массивов, слагая обычно различных размеров дайки, дайкообразные тела и не крупные штоки. Нефелиновые сиениты образуют дайки, мощность которых колеблется от 1—2 до 150—200 м. Контактные поверхности даек в большинстве случаев падают очень круто или даже вертикально. Простираие даек различно, но преобладают тела субмеридионального направления. В среднем течении р. Б. Тулуял встречаются дайки, имеющие северо-западное, северо-восточное и даже широтное простираие. Насыщенность массива дайками нефелиновых сиенитов весьма различна, но в общем нефелиновые сиениты встречаются почти на всей площади развития щелочных сиенитов и гибридных пород от рудника Ударного на юге до водораздела рек Б. и М. Тулуял на севере.

В строении ряда даек наблюдается определенная закономерность: центральные части слагаются средне- или крупнозернистыми разновидностями, а в краевых частях встречаются мелкозернистые и порфириовидные нефелиновые сиениты. Содержание нефелина в дайках на водоразделе рек Кия — Кийский Шалтырь возрастает от краевых к центральных частям. Большинство нефелиновых сиенитов характеризуется массивными текстурами, часто наблюдается гнейсовидность, направление которой обычно совпадает с простираием даек.

При микроскопическом изучении обнаруживаются гипидиоморфнозернистые, аллотриоморфнозернистые, трахитоидные и криптовые структуры. Минералогический состав характеризуется присутствием следующих главных минералов: ортоклаза или микроклина, альбита, нефелина, гастингсита, натрового авгит-геденбергита, эгирина, реже авгита, титан-авгита, биотита и оливина-гортонолита. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, титаномагнетитом; вторичные — канкринитом, серицитом, мусковитом. Количественные соотношения минералов весьма разнообразны, в частности, содержание нефелина изменяется в пределах от 18 до 32 проц.

Породы ийолит-уртитового ряда слагают в Ударнинском плутоне ряд массивов, имеющих дайкообразную и штоковидную форму. Глазным участком развития этих пород является правобережье р. Б. Тулуял и верховья рч. Петропавловки, севернее притока Террасного. Размер массивов ийолит-уртитовых пород весьма различен. В верховьях рч. Петропавловки эти породы слагают вытянутый в субмеридиональном направ-

лении штока, прослеженный по длинной оси на 1,5 км при видимой ширине 300—400 м. Шток слагается в основном ийолитами и содержит полосы пород уртитового состава и дайки нефелиновых сиенитов. Шток залегает в зоне контакта щелочных сиенитов с эффузивными породами тельбесской серии D_{1-2}). На правом борту р. Б. Тулуул (водораздел ключей Медведкова и Благонадежного) уртиты и сопровождающие их ийолиты слагают линзовидное тело субмеридионального направления. Отдельные делювиальные глыбы уртитов встречаются по обоим бортам р. Б. Тулуул.

По содержанию нефелина среди пород ийолит-уртитового ряда выделяются уртиты, ийолит-уртиты и ийолиты.

В своем большинстве это крупнозернистые, массивные породы, окраска которых изменяется от серовато-белой или грязно-розовой у уртитов до почти черной у ийолитов. При микроскопическом изучении эти породы обнаруживают или гипидиоморфнозернистую (четкий идиоморфизм нефелина) или аллотриоморфнозернистую структуру. Минералогический состав отличается присутствием нефелина, титан-авгита, эгирин-авгита. Часто наблюдаются значительные количества основного или среднего плагиоклаза, а в некоторых уртитах в качестве главного минерала появляются тремолит и андрадит. Акцессорные минералы представлены главным образом апатитом, содержание которого иногда оказывается довольно высоким (около 1 проц.). Характерной особенностью ийолит-уртитовых пород Ударнинского плутона является присутствие в них плагиоклазов. В этой связи наибольший интерес представляют нефелиновые породы правобережья р. Б. Тулуул. На этом участке обнаружено значительное число дайкообразных тел нефелиновых пород оригинального состава. Эти породы существенно слагаются нефелином, средним или кислым плагиоклазом, гастингситом, лепидомеланом, эгирин-авгитом. Калиевые полевые шпаты в породах или полностью отсутствуют или встречаются в качестве второстепенных минералов; содержание нефелина сильно колеблется, иногда достигая 60—70 проц. Эти необычные нефелинсодержащие породы названы нами плагиоклазовыми урритами, плагиоклазовыми ийолит-урритами, плагиоклазовыми ийолитами в зависимости от содержания в них нефелина. Интрузия нефелиновых пород правобережья р. Б. Тулуул оказывает значительное воздействие на вмещающие их гибридные породы диоритового состава, которые вследствие нефелинизации превращаются в тералитоподобные породы. Вообще следует иметь в виду, что процессы нефелинизации на этом участке имеют, по-видимому, более широкое распространение, чем представлялось до сих пор.

Нефелиновые сиениты Бериккульского плутона получили детальную характеристику в работах В. А. Врублевского [2] и здесь описываются по его данным, и лишь отчасти по материалам автора (участок кл. Поворотного). В окрестностях рудника Бериккуль и пос. Гавриловка наблюдается целый ряд маломощных даек и одно штоковидное тело (кл. Поворотный) нефелиновых сиенитов весьма разнообразного состава. В ряде даек наблюдается довольно четкая зональность. Краевые части дайковых тел слагаются мелкозернистыми меланократозыми нефелиновыми сиенитами, а в их центральных частях развиты среднезернистые сравнительно лейкократовые породы, обогащенные нефелином. По особенностям минералогического состава В. А. Врублевский выделяет следующие разновидности пород: нефелиновые монциты, лепидомелановые и гастингситовые миаскиты, фойяиты, нефелиновые аплиты, мариуполиты. В окрестностях пос. Гавриловка описаны канкринитовые нефелиновые сиениты, слагающие небольшой шток.

Минералогический состав нефелиновых пород Беркудовского плутона характеризуется присутствием следующих главных минералов: микроклин-микропертита, альбита, иногда андезина (нефелиновые монциты), нефелина, лепидомелана, гастингсита, эгирина-авгита и эгирина. Очень типичен комплекс акцессорных минералов, которые представлены апатитом, сфеном, магнетитом, карноцеритом, эвдиалитом и флюоритом.

С нефелин-сиенитовой интрузией тесно пространственно связаны довольно многочисленные дайки сельвсбергитов, которые были описаны В. А. Заварицким.

Несмотря на большое разнообразие петрографического состава пород, объединяемых в кийский габбро-сиенитовый комплекс, они характеризуются некоторыми общими особенностями минералогического состава. Наиболее типичными минералами, которые встречаются в породах всех интрузий, являются такие титансодержащие минералы, как титан-авгит, титаномагнетит и ильменит, а также оливин гортонолитового состава.

Петрохимические особенности состава комплекса. Петрохимические особенности пород кийского габбро-сиенитового комплекса могут быть охарактеризованы 23 анализами (табл. 1, 2), результаты пересчета которых нанесены на диаграмму, построенную по методу А. Н. Заварицкого.

Анализ последней (рис. 1) позволяет установить особенности химизма отдельных пород и закономерности химизма комплекса в целом. При этом следует иметь в виду, что имеющиеся данные являются только предварительными.

На плоскости *sa* векторы пород комплекса образуют закономерный вытянутый ряд, сильно наклоненный к линии *sb*. Эта особенность

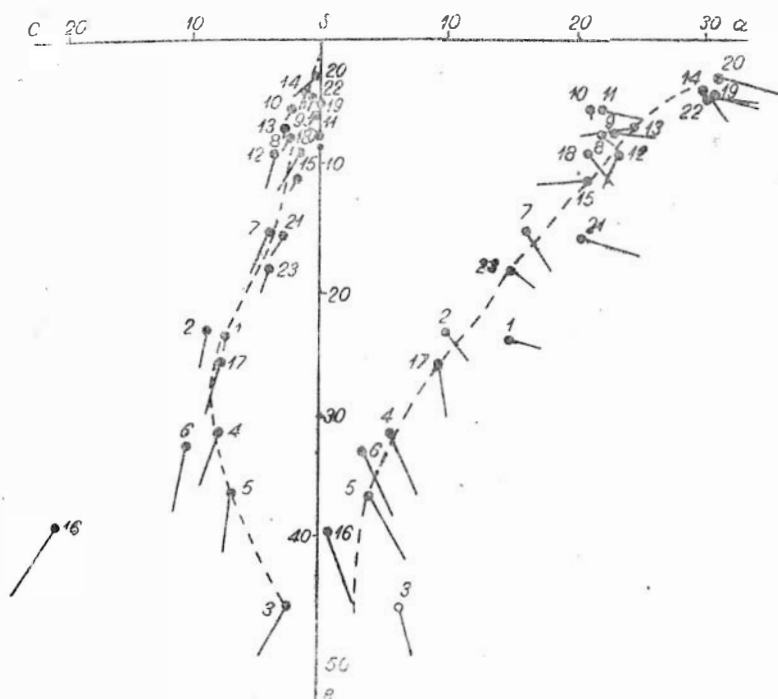


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма для пород кийского габбро-сиенитового комплекса.

Химический состав пород кийского габбро-сиенитового комплекса Маринской тайги (в весовых процентах)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	43,20	45,41	41,00	49,00	46,40	45,98	55,26	56,67	60,33	61,67	64,76	53,60	55,80	54,00	57,12	44,16	47,10	58,97	55,83	55,47	52,00	56,83	50,81
TiO ₂	0,82	1,76	2,13	0,83	0,57	0,78	0,72	0,47	0,56	0,34	0,27	0,60	0,45	0,35	Сл.	1,91	1,25	0,51	Сл.	Сл.	1,20	Сл.	1,66
Al ₂ O ₃	20,96	19,23	8,98	16,35	15,98	18,11	17,81	19,59	17,35	18,92	17,04	22,66	23,57	23,05	23,93	15,44	17,75	17,17	23,32	23,86	19,34	22,23	16,84
Fe ₂ O ₃	9,55	3,92	8,12	3,20	3,42	2,99	1,03	2,26	0,42	1,75	1,24	4,28	2,28	2,03	0,90	2,51	7,91	0,93	2,52	0,31	3,30	0,73	3,35
FeO	6,20	9,09	18,51	4,85	4,80	5,78	5,01	3,60	4,60	3,29	2,49	1,04	1,15	1,21	2,57	7,21	5,32	3,67	Сл.	0,71	1,27	0,99	7,10
MnO	0,21	0,27	0,84	0,84	0,13	0,14	0,17	0,09	0,09	Сл.	0,08	0,72	0,65	0,46	0,65	0,30	0,30	0,10	0,08	0,03	0,19	0,03	0,15
MgO	0,91	2,89	11,12	9,60	11,10	9,11	3,16	0,40	0,02	0,33	0,25	1,13	0,16	0,61	0,10	12,96	6,32	1,51	0,03	0,16	1,42	0,11	1,78
CaO	10,71	10,31	5,30	12,80	15,19	15,45	6,51	3,11	2,21	2,20	1,60	1,13	2,16	1,64	1,54	14,97	7,69	3,14	1,73	1,60	7,86	1,31	6,51
Na ₂ O	5,13	3,59	2,17	1,91	1,72	1,46	4,98	6,06	5,62	5,67	6,30	8,24	8,28	9,09	6,11	0,19	3,42	6,61	8,65	8,68	5,21	8,19	4,99
K ₂ O	1,98	0,83	1,51	1,96	0,38	0,47	3,08	5,36	6,16	5,58	6,00	3,09	3,72	4,79	5,42	0,18	0,86	3,75	7,73	8,06	5,79	8,02	2,15
P ₂ O ₅	1,28	1,23	0,82	0,15	0,06	0,06	0,23	0,13	0,07	Сл.	0,05	0,20	Нет	Нет	Нет	Нет	0,10	0,15	0,02	0,03	0,25	0,03	0,75
H ₂ O	0,02	0,11	0,13	0,22	0,59	0,35	0,90	0,62	0,21	0,13	0,11	0,12	0,45	0,30	0,20	0,15	0,45	0,18	0,06	0,14	Нет	0,03	0,62
H ₂ O	0,01	0,06	0,06	0,26	0,12	0,06	0,11	0,09	0,09	0,35	0,02	0,54	1,50	1,70	1,76	0,71	1,29	2,31	0,29	0,57	0,97	0,37	1,84

Ударинский плутон: 1, 2, 3 — титан-авгитовое одновинное габбро; 4, 5, 6 — титан-авгитовое габбро; 7 — диорит-порфирит; 8, 9, 10, 11 — щелочные сиениты; 12, 13, 14, 15 — нефелиновые сиениты.

Плутон в верховьях р. Тайдон: 16, 17 — габбро-пироксениты; 18 — щелочной сиенит; 19, 20, 21, 22 — нефелиновые сиениты; 23 — гибридные нефелиновые сиениты. Анализы 1, 2, 3, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 16, 17 выполнены лабораторией Западно-Сибирского геологического управления; 4, 5, 6, 11, 15, 18 — лабораторией Томского университета; 19, 20, 21, 22 — лабораторией ИГЕМ АН СССР.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому для пород

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
a	15,2	10,0	6,6	5,7	3,9	3,5	15,8	22,1	22,9	20,9
c	7,6	8,8	2,4	8,0	6,9	10,5	4,3	2,6	0,3	2,3
b	23,5	23,3	45,3	30,7	36,9	32,3	14,9	7,6	7,4	5,5
s	53,7	57,8	45,7	55,6	52,3	53,7	65,0	67,7	69,4	71,3
f'	65,5	57,0	52,6	23,3	19,9	24,6	38,7	70,9	66,4	85,1
m'	7,0	23,0	39,1	52,3	50,0	50,0	36,3	12,7	3,0	8,7
c'	27,5	20,0	8,3	24,4	30,0	24,4	25,0	16,4	31,6	6,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	80,0	86,5	67,6	73,8	89,6	84,0	71,7	63,2	55,7	60,9
Q	-30,6	-13,3	-24,2	-7,2	-10,1	-10,1	-5,9	-11,4	-7,3	-1,5

позволяет относить совокупность пород комплекса к типичным щелочным ассоциациям [5]. На плоскости *scb* векторы также располагаются в форме вытянутого роя, сравнительно близко к линии *sb*, что лишний раз подтверждает сделанный вывод. Химизм отдельных типов пород, относящихся к габбровой, сиенитовой и нефелин-сиенитовой интрузиям, характеризуется следующими главными особенностями.

Породы габбровой интрузии (табл. 1, анализы 1, 2, 3, 4, 5, 6, 16, 17) отличаются в большинстве случаев низким значением характеристик *a* и *c*, а также большой величиной характеристики *b*. Некоторым исключением из этого правила являются отдельные оливиновые габбро окрестностей рудника Ударного, для которых значение характеристики *a* резко повышается до 10 и даже 15, а величина *b* понижается. Эта особенность объясняется наличием в породах небольших количеств ортоклаза и канкринита, а также лейкократовым обликом этих пород.

Соотношение *a/c* для габбровых пород обычно меньше единицы и редко поднимается до 2,5. Магний обычно значительно преобладает над железом, и соотношение $MgO:FeO$ колеблется в пределах от 1 до 3,9, в среднем равняясь 2,3. Во всех случаях натрия резко преобладает над калием, что выражается в высоком значении характеристики *n*, которая колеблется от 76 до 90.

В породах сиенитовой (табл. 1, анализы 8, 9, 10, 11, 18) интрузии обнаруживается весьма высокое значение характеристики *a* и очень небольшая величина для *b*. Соотношение *a/c* значительно колеблется, но очень редко опускается ниже 8. Железо во всех случаях преобладает над магнием, и соотношение $MgO:FeO$ обычно бывает меньше 0,7. Величина *n* небольшая и колеблется в пределах от 55 до 63.

Породы нефелин-сиенитовой интрузии (анализы 12, 13, 14, 15, 19, 20, 21, 22) обычно отличаются резко повышенной щелочностью по отношению к нормальным и щелочным сиенитам. Величина *a* колеблется около 30, и только некоторые породы имеют несколько пониженную щелочность с величиной *a*, равной 21—26. Обращает на себя внимание переизбыток почти всех пород интрузии кальцием при низком содержании этого компонента. Величина *n* сильно колеблется: для нефелиновых пород Ударнинского плутона она является довольно высокой (76—80), а для Тайдонского плутона — пониженной (58—63).

В целом, анализируя химизм пород комплекса, можно сделать предварительный вывод о том, что ход дифференциации первичной габбро-

Кийского интрузивного комплекса

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
22,1	23,6	24,5	23,9	21,4	0,7	9,4	21,5	30,7	31,6	20,3	30,4	14,8
0,1	3,5	2,7	1,1	1,8	10,0	7,8	1,6	0,6	0,6	1,9	0,7	4,6
5,6	9,0	6,9	4,9	11,2	39,0	25,6	9,0	3,7	2,8	15,7	3,5	17,9
72,2	63,9	65,9	64,1	65,6	50,3	57,2	67,9	65,0	65,0	61,1	65,4	62,6
58,3	61,4	55,6	58,6	34,4	22,8	49,0	48,4	51,6	35,0	32,8	56,0	59,1
8,4	26,0	5,2	21,4	1,8	56,2	43,8	27,0	11,3	12,5	15,6	1,0	18,5
33,3	—	—	20,0	—	21,0	7,2	24,6	37,1	52,5	51,6	43,0	—
—	12,6	39,2	—	63,8	—	—	—	—	—	—	—	21,8
61,2	80,1	77,4	76,2	63,2	60,0	84,3	68,4	63,6	62,2	58,0	60,8	76,6
+0,1	-22,9	-19,9	-32,4	-13,4	-10,8	-12,2	-8,8	-32,6	-33,8	-23,3	-30,7	-8,9

идной магмы приводил к резкому обогащению поздних дифференциаций щелочами, увеличению в них относительных количеств железа. Общее содержание кальция (полевшпатовой извести) вначале несколько возрастало, а затем постепенно падало, достигая минимума для пород нефелин-сиенитовой интрузии. В ходе эволюции магмы возрастала роль калия, что проявляется не всегда отчетливо.

Металлогеническая специализация интрузий кийского габбро-сиенитового комплекса отличается определенным своеобразием по отношению к другим магматическим образованиям мариинской тайги. В первые стадии становления комплекса в значительных масштабах происходило накопление титана, проявляющегося в виде ильменита и титаномагнетита. Эти минералы образуют нередко густую вкрапленность в габбровых породах и концентрируются в отдельных стратифицированных горизонтах значительной мощности на участке горы Большой Таскыл. Содержание титана в габбровых породах иногда оказывается близким к промышленному.

Следующий этап становления комплекса (сиенитовая интрузия) характеризуется образованием золоторудных месторождений, которые пространственно и, по-видимому, генетически связаны с сиенитами. Типичными представителями таких месторождений, относимых А. Я. Булытниковым к золото-мышьяковой формации [1], являются Громатухинское и Ударное, рудные тела которых залегают в гибридных породах зоны контакта сиенитовой и габбровой интрузий. Пространственная связь с сиенитовой интрузией обнаруживается также для Старо-Бериккульского, Гавриловского и Ново-Бериккульского месторождений, в которых кварцевые золотоносные жилы залегают обычно в зонах контакта сиенитовой интрузии с вмещающими толщами, подвергшимися интенсивному ороговикованию.

С участками развития сиенитовой интрузии пространственно связаны в прошлом богатые золотоносные россыпи (р. Б. Тулуял, речки Петропавловка, Громатуха и многие другие). С этой же интрузией связаны молибденовые рудопроявления (участок нижнего течения р. Растай).

С последними этапами становления комплекса связано накопление больших масс алюминия в нефелиновых сиенитах и особенно в породах уртит-ийолитового ряда. Одновременно с этим в некоторых участках происходило образование минералов, содержащих редкие и рассеянные

элементы. Одним из неперенных условий объединения интрузивных образований в комплексы является их близкий геологический возраст. К сожалению, этот вопрос для кийского габбро-сиенитового комплекса еще далек от сколько-нибудь исчерпывающего решения. Как уже указывалось выше, почти все исследователи [4, 15, 16] единодушно определяют возраст сиенитовой и нефелин-сиенитовой интрузий как посленижнедевонский и даже среднедевонский [4]. Эти выводы основываются на том, что тела щелочных и нефелиновых сиенитов прорывают нижне-среднедевонские и даже среднедевонские отложения.

В изученных нами участках дайкообразные тела щелочных и либеритовых сиенитов размещаются в полого залегающих эффузивных породах, относимых к тельбесской серии (D_{1-2}). Такие взаимоотношения наблюдаются на водоразделе рек Кия — Таланова. Иначе говоря, нижне-среднедевонский возраст интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов геологически в достаточной мере обоснован. Данные по определению абсолютного возраста [18] для некоторых нефелиновых сиенитов хотя и являются противоречивыми, но в общем не опровергают сделанных выводов. Определения абсолютного возраста нефелиновых сиенитов, выполненные лабораторией Западно-Сибирского геологического управления [18], дали следующие результаты: верховья р. Тайдон (гора Пестрая) — 323 млн. лет, среднее течение р. Б. Тулуул (северная часть Ударнинского плутона) — 384 млн. лет.

Несколько более древний возраст получен по образцам нефелиновых сиенитов Бериккульского и Гавриловского участков, давших соответственно 414 и 413 млн. лет.

Значительно более сложным является вопрос о возрасте габбровой интрузии, породы которой прежними исследователями относились к мартайгинскому интрузивному комплексу каледонского возраста. Постоянная тесная пространственная связь пород этой интрузии со щелочными и нефелиновыми сиенитами, приуроченность всех этих образований к одним и тем же разрывным структурам, некоторые общие черты минералогического состава позволили нам поставить вопрос о примерно одинаковом геологическом возрасте габбровой, сиенитовой и нефелин-сиенитовой интрузий. Это предположение подтверждается слабой метаморфизованностью габбровых пород кийского комплекса по сравнению с аналогичными по составу образованиями мартайгинского комплекса. Прямых данных о возрасте габбровой интрузии недостаточно. Несомненно, что тела этой интрузии прорывают и метаморфизуют мартайгинские интрузивные породы. Такие взаимоотношения наблюдались нами в верхнем течении реки Малый Тайдон, где габбро-пироксениты и тесно связанные с ними оливиновые габбро Тайдонского плутона образуют апофизы и дайкообразные тела среди габбро-диоритов мартайгинского комплекса.

Аналогичные взаимоотношения «молодых» габбро с каледонскими интрузивными образованиями описаны Б. Д. Васильевым в районе пос. Большая Натальевка, где линейно вытянутое дайкообразное тело свежих оливиновых габбро пересекает мартайгинские интрузивные породы. Эти немногочисленные данные позволяют достаточно определенно говорить о том, что габбровая интрузия кийского комплекса является более молодой, чем мартайгинский интрузивный комплекс. Взаимоотношения габбровой интрузии с нижне-среднедевонскими эффузивными породами тельбесской серии остаются не ясными, так как среди последних пока не известны тела габброидов. Приведенные здесь факты дают некоторые основания высказать предположение о верхнесилурийском возрасте габбровой интрузии кийского габбро-сиенитового комплекса.

Сравнение кийского комплекса с аналогичными комплексами:

Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс по своим геолого-петрологическим и петрохимическим особенностям относится к формации габброидов субплатформ [20] или к габбро-сиенитовой формации геоантиклинальных областей Ю. А. Кузнецова [13].

Среди интрузивных образований Алтае-Саянской складчатой области описанный нами комплекс находит довольно близкие аналоги. Сказанное прежде всего относится к Крыжинскому массиву казырского интрузивного комплекса, геолого-петрологическую характеристику которого мы находим в статьях А. Д. Шелковникова [21, 22]. Крыжинский массив, по своим особенностям очень близко напоминающий Ударнинский плутон, представляет собой трещинную интрузию, которая сформировалась в две главные фазы внедрения: габбровую и сиенитовую. На конечных этапах становления Крыжинского массива возникли нефелинсодержащие пегматиты, рассматриваемые А. Д. Шелковниковым как результат кристаллизации остаточного расплава-раствора, но которые можно рассматривать как самостоятельную третью фазу внедрения, соответствующую нефелин-сиенитовой интрузии кийского комплекса.

С первыми этапами становления Крыжинского массива связано накопление значительных масс титаномагнетита, образующих пластообразную залежь. Таким образом, история формирования Крыжинского массива имеет много общих черт с историей становления кийского габбро-сиенитового комплекса. Существенным отличием здесь является только разный масштаб проявления отдельных фаз внедрения.

Сравнение петрохимических особенностей двух комплексов показывает целый ряд общих черт. Вариационная кривая на диаграмме А. Н. Заварицкого для пород Крыжинского массива (рис. 2) близка к таковой для образования кийского комплекса. Только на плоскости *saб* векторы пород Крыжинского массива располагаются несколько левее изученных нами образований. При этом следует иметь в виду, что значения характеристики «с» для пород Крыжинского массива очень сильно колеблются, и на левой части диаграммы наблюдается большая разбросанность векторов. Нам представляется, что отмеченные различия не являются существенными, и в целом кийский габбро-сиенитовый комплекс и казырский габбро-щелочно-сиенитовый комплексы обнаруживают большое сходство и относятся к одному формационному типу.

Кроме казырского комплекса, описанные нами интрузивные образования имеют много общих черт с Узасским интрузивом и массивом горы Большая Культайга, которые описаны В. Н. Довгалем. Сходство проявляется в примерно одинаковых условиях формирования (приуроченность к крупным разломам, становление в условиях, близких к платформенным), в стратифицированности первых фаз внедрения, трещинном характере интрузивных тел. Обращаясь к петрохимической диаграмме (рис. 2), на которую нанесены данные пересчета химических анализов для пород Узасского и Больше-Культайгинского массивов (материалы В. Н. Довгаля), мы обнаруживаем большое сходство общего направления изменения состава пород этих массивов с ходом вариационных линий для кийского габбро-сиенитового комплекса. При анализе диаграммы обнаруживаются также и некоторые различия сравниваемых комплексов, главным из которых является ничтожно малое развитие в Узасском и Больше-Культайгинском массивах нефелиновых сиенитов (химизм этих пород получил на диаграмме отражение по материалам Ю. Д. Скобелева).

В целом нам кажется вполне правоммерным считать, что образования кийского габбро-сиенитового комплекса имеют большое сходство с Крыжинским плутоном в Восточном Саяне и с Узасским и Больше-Культайгинским массивами Горной Шории. Все перечисленные плутоны,

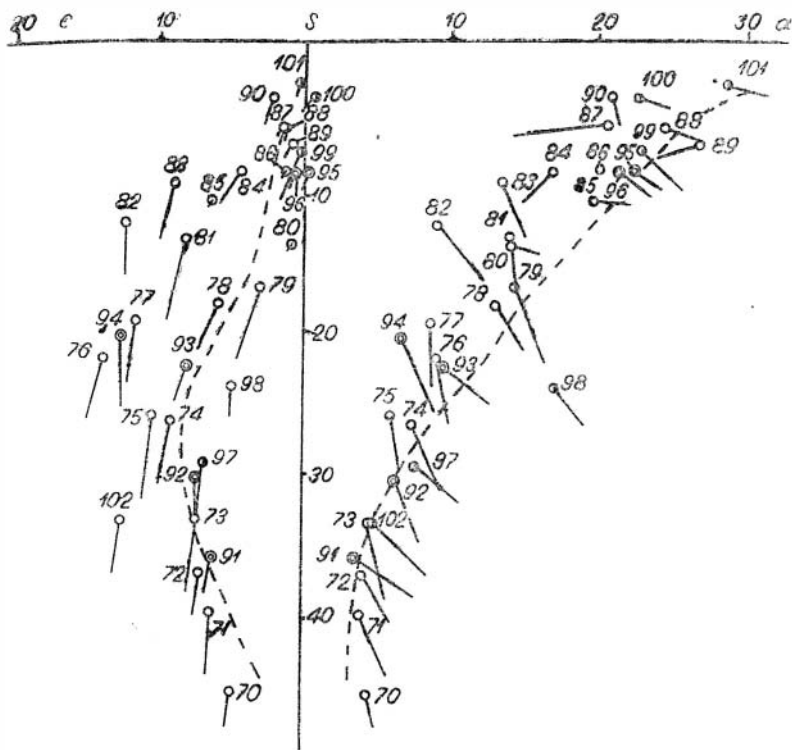


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма для пород Крыжинского массива (незалитые кружки), Узасского массива (двойные кружки), массива Большая Культайга (кружки, залитые наполовину). Штрихами нанесена вариационная кривая для пород кийского габбро-сиенитового комплекса.

а также кийский габбро-сиенитовый комплекс относится к одному формационному типу (габбро-сиенитовая формация гесантиклинальных областей Ю. А. Кузнецова). Отдельные различия сравниваемых образований являются вполне естественными, так как каждый магматический комплекс определенного формационного типа неизбежно должен иметь свои индивидуальные особенности, обусловленные как конкретными геологическими условиями, так и некоторыми своеобразными чертами исходных габброидных магм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной страны. Тр. Томского ун-та, т. 102, 1948.
2. Врублевский В. А. Геология и петрография нефелиновых сиенитов окрестностей Старого Берикюля в Мариинской тайге. Сб. «Нефелиновые породы Кузнецкого Алатау и Горной Шории». М., Госгеолиздат, 1961.
3. Дембо Т. М. Явления анатексиса, гибризма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. Советская геология, сб. 51, 1956.

4. Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1956, № 4.
5. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
6. Кортусов М. П. Нефелиновые сиениты района верховьев реки Тайдон в Кузнецком Алатау. Сб. «Нефелиновые породы Кузнецкого Алатау и Горной Шории». М., Госгеолиздат, 1961.
7. Кортусов М. П. Нефелиновые сиениты района верховьев реки Большой Тайдон в Кузнецком Алатау. Доклады VII науч. конф. Томского ун-та, вып. 4, 1957.
8. Кортусов М. П. О нефелинсодержащих породах северо-западной части Кузнецкого Алатау. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
9. Кортусов М. П., Кузоватов Н. И., Фехтярева Л. В. Петрография интрузивных пород окрестностей рудника Ударного в Кузнецком Алатау. Сб. «Нефелиновые породы Кузнецкого Алатау и Горной Шории». М., Госгеолиздат, 1961.
10. Кортусов М. П. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Марининской тайги (Кузнецкий Алатау). Сб. матер. по геологии, минералогии и петрографии Зап. Сибири. Изд. Томского ун-та, 1961.
11. Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района Западного склона Кузнецкого Алатау. Матер. по геологии Зап. Сибири. 1940, № 10/52.
12. Кузнецов Ю. А. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестн. ЗСГРТ, вып. 3—4, 1932.
13. Кузнецов Ю. А. Магматические формации. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1958.
14. Мониц В. К. К петрологии района Верихульского рудника в Кузнецком Алатау. Тр. Томского ун-та, т. 93, 1937.
15. Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. Тр. ЦНИГРИ, вып. 124, 1940.
16. Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма Кузнецкого Алатау. «Изв. СО АН СССР, сер. геол. и геофиз.», вып. 1, 1958.
17. Прусевич А. М. Кня-Шалтырское месторождение уртитов. Бюлл. науч.-техн. информ. М., Госгеолиздат, 1959.
18. Скобелев Ю. Д. Геология и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Вестн. ЗСГУ и НТГУ, вып. 3, 1961.
19. Шейнман Ю. М. Распределение щелочных комплексов изверженных пород. Бюлл. науч.-техн. информ., № 2/19. М., Госгеолиздат, 1959.
20. Шейнман Ю. М. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1960.
21. Шелковников А. Д. Дифференцированная габброидная интрузия бассейна верховьев р. Казыр в Восточном Саяне. «Советская геология», 1957, № 3.
22. Шелковников А. Д. Геологическое строение, петрографический состав, петрохимические особенности Крыжинского габбро-щелочно-сиенитового массива. Матер. по геологии и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 2, 1961.

ПЛАГИОГРАНИТНЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРНОГО СКЛОНА ЗАПАДНОГО САЯНА

Маинский плагиогранитный интрузивный комплекс расположен в крайней северной части Западного Саяна на его границе с Минусинской котловиной. К нему относится ряд линейно расположенных массивов междуречья Ср. Шуши—Енисея—Абакана—Матура, из которых наиболее крупными являются Верхне-Сейский и Енисейский плутоны. Последний в свое время и был описан И. К. Баженовым [3, 4], а позднее Н. А. Батовым [5], А. Г. Сивовым [22] и др. под названием Маинской интрузии.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

В геологическом отношении район характеризуется следующими основными особенностями:

1) в строении района принимают участие метаморфические, осадочно-эффузивные и эффузивные образования докембрийского и кембрийского возраста;

2) в целом они образуют выдержанную структуру субширотного простирания, окаймляющую с севера Западный Саян. Линейный характер этой структуры подчеркивается цепочкообразным расположением вытянутых массивов маинского интрузивного комплекса и направленностью тектонического шва, отчленяющего образования Западного Саяна от красноватых осадков девона Минусинской котловины;

3) чрезвычайно характерным является совместное развитие пород интрузивного комплекса и пород спилито-кератофировой формации верхов нижнего — низов среднего кембрия, вне полей развития которых плутоны плагиогранитного комплекса почти не встречаются;

4) в структурном отношении район представляет линейную зону глубинного Северо-Саянского разлома, развитие которого в период салаирской складчатости сопровождалось интенсивной магматической деятельностью как в эффузивном, так и в интрузивном проявлениях.

Указанными выше особенностями геологической позиции плутонов комплекса в значительной мере объясняется то обстоятельство, что в их непосредственном окружении принимают участие только породы спилито-кератофировой формации и лишь частично — метаморфизованные накопления чингинской свиты нижнего кембрия (алданский ярус), в то время как сложно дислоцированный докембрийский фундамент, сложенный кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами и кварцитами эпизоны, появляется в нескольких километрах южнее Енисейского плутона.

Наиболее древними образованиями каледонского складчатого комплекса являются породы чингинской свиты, которая своей южной частью через дизъюнктив прилегает к кристаллическим сланцам докембрия. Почти повсеместно слагающие ее породы имеют постоянное восточно-северо-восточное простирание с падением на юг и юго-восток под углами 70—85°.

Интенсивная расщепленность, совпадающая по простиранию со сланцеватостью, имеет то же направление падения, хотя углы погружения несколько положе — 50—55°.

Петрографический состав свиты довольно разнообразен и характеризуется переслаиванием пачек зеленых и зеленовато-серых, иногда графитизированных метаморфических сланцев. В верхней части свиты появляются полосчатые серые известняки, доломиты и реже серые микрокварциты. Довольно часто наблюдаются прослои тонкорасщепленных аргиллитов и алевролитов.

К северу от чингинской свиты, залегая непосредственно в южных контактах Енисейского и Верхне-Сейского плутонов, располагаются фаунстически охарактеризованные слабо дислоцированные пирогенные образования нижнемонокской свиты нижнего кембрия (ленский ярус), собранные в пологие складки субширотного простирания с пологими (15—25°) углами падения крыльев на северо-запад и юго-восток. В плане они образуют протягивающуюся более чем на 200 км полосу, ширина которой в отдельных участках колеблется от 0,5 до 12—15 км. В петрографическом отношении свита представляет комплекс эффузивных и обломочно-вулканогенных пород спилито-кератофирового ряда с подчиненным развитием лидитов и ленточных яшм. Наибольшим развитием пользуются спилиты и кварцевые кератофиры. Значительно реже встречаются диабазы и спилитовые порфиры. Туфы и другие агломераты занимают значительные территории.

Спилиты и диабазы располагаются в низах свиты. Кератофиры и их туфы встречаются всегда вместе, причем кислые лавы нередко переслаиваются с туфогенно-обломочным материалом. Как правило, и те и другие располагаются стратиграфически выше спилитов. Такие особенности взаимоотношения пород спилито-кератофировой формации свидетельствуют о том, что в период ее формирования имело место чередование излияний основных и кислых лав и что, следовательно, спилиты и кератофиры являются продуктами одного вулканического цикла. В процессе вулканической деятельности состав лав, по-видимому, изменялся более или менее непрерывно, на что указывает присутствие значительных масс пород промежуточного состава (спилитовых порфиритов).

Диабазы обычно слагают нижние части крупных покровов или встречаются в виде нэкков и даек, представлявших подводные каналы. По минералогическому составу различаются оливковые, безоливковые и уралитизированные разновидности. Внешне это зеленовато-серые мелкозернистые, иногда порфиновые плотные или миндалекаменные породы. Под микроскопом основная масса имеет диабазовую структуру. Оливин образует фенокристаллы и обычно не сохраняется. Лабрадор № 52—58 образует вытянутые микролиты, промежутки между которыми выполнены зернышками бесцветного авгита ($N_g=1,732$; $N_p=1,710$; $cN_g=40-41^\circ$), иногда бурой роговой обманкой или агрегатом актинолита, хлорита и магнетита. В уралитизированных диабазах плагиоклазы сосюритизированы, а уралит получает особенно большое развитие.

Спилиты значительно преобладают над диабазами, часто проявляют прекрасно выраженную шаровую и подушечную отдельность, бу-

духи связаны с диабазами совершенно постепенными переходами. Макроскопически это тонкозернистые миндалекаменные серовато-зеленые породы. Под микроскопом по степени раскристаллизованности выделяются: 1) раскристаллизованные спилиты; 2) микролитовые спилиты с разложенным стеклом и 3) микролитовые спилиты со стекловатым базисом. Наиболее характерны спилитовая, микроофитовая и гиалопилитовая структуры. Главными минералами спилитов являются альбитизированный плагиоклаз (альбит № 7—10), маложелезистый авгит ($N_{\text{g}}=1,689$; $+2V=48-54^\circ$; $cN_{\text{g}}=43^\circ$), очень мелкие зерна которого располагаются в интерстициях между микролитами альбита, и бурая роговая обманка. Бурое изотропное стекло присутствует часто, хотя обычно оно превращено в агрегат хлорита, магнетита, актинолита, кварца и карбоната.

Спилитовые порфириды располагаются стратиграфически выше, образуя небольшие покровы и отдельные потоки. Они имеют зеленоватую окраску, миндалекаменное сложение и порфирическое строение. Фенокристаллы представлены фарфоровидным плагиоклазом или призматической роговой обманкой. Под микроскопом наблюдаются гломмеропорфирические сростки альбита, содержащие реликты андезина № 33—37. Андезин альбитизируется пятнами. Основная масса микролитовая. Стекловатый мезостази́с хотя и встречается, но не характерен. Чаще стекло превращено в агрегат с тонкой примесью кварца, карбоната и уралита. Иногда присутствует авгит, замещаемый актинолитом.

Кварцевые и базокварцевые кератофиды распространены повсеместно, но особенно часты в центральной части изученного района, где они образуют потоки, дайки и ложные «покровы», образованные сложным переслаиванием кислых лав с туфогенным материалом. Характерно постоянное присутствие идиоморфных фенокристаллов кварца. В тех случаях, когда кварц не образует вкрапленников, он всегда наблюдается в основной массе породы. По внешнему виду это зеленовато-серые, иногда лиловые породы с тонкозернистой основной массой. Под микроскопом фенокристаллы представлены кварцем и альбитом № 2—7. Основная масса сферолитовая. Нередки также разновидности с пойкилосферолитовой, микропойкилитовой и фельзитовой основной массой. Вокруг вкрапленников кварца часты гранофидовые венчики.

Пирокластические породы пользуются широким распространением, образуя узкие длинные полосы субширотного направления, подчеркивающие завуалированные трещинные вулканические аппараты. По составу различаются туфы кварцевых кератофидов, спилитовых порфиритов и туффиты. Яшмы и лидиты часты, образуют маломощные прослои и содержат скелеты кремнистых губок.

В петрохимическом отношении породы спилито-кератофидовой формации северного склона Западного Саяна характеризуются рядом особенностей, которые указывают на ее близость к аналогичным породам окрестностей месторождения Блява на Урале [10] и которые присущи этой естественной геологической ассоциации пород вообще.

В северной части района по линии Саянского взброса на границе с плутонами маинского интрузивного комплекса отдельными участками располагаются прилегающие красноцветные отложения нижнего девона, которые представлены полого залегающими слоистыми аргиллитами, алевролитами и конгломеративными песчаниками, иногда переслаивающимися с серыми органогеновыми известняками, реже с туфолавами и миндалекаменными лабрадоровыми и андезиновыми порфиридами.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Массивы майнского интрузивного комплекса образуют линейно вытянутые тела, расположенные в зоне сопряжения Западного Саяна с Минусинской котловиной. В настоящее время к этому комплексу, кроме Енисейского и Верхне-Сейского (Кирсинского) плутонов, относят около двух десятков других массивов, в том числе Хамардайский, Салбинский, Сизинский, Шушенский, Утинский и другие (Щеглов А. П., 1961), располагающиеся на северном склоне Западного Саяна. Если к этому добавить габбро-плагногранитные интрузии его южного обрамления [19], [7], то становится очевидным широкое развитие в Западном Саяне интрузивов этого формационного типа.

Правда, вследствие слабой изученности некоторые массивы, например Салбинский, и особенно Шушенский и Утинский, к майнскому плагногранитному комплексу можно отнести пока лишь условно, так как окончательное решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

В настоящее время достаточно полно изучены лишь два наиболее крупных плутона — Енисейский и Верхне-Сейский [24], на примере которых мы и попытаемся показать особенности плагногранитного комплекса Западного Саяна.

Оба массива располагаются среди эффузивных пород нижнемонокской свиты, прорывая отложения и более древней чингинской свиты нижнего кембрия. Верхняя возрастная граница интрузии устанавливается по находкам гальки плагногранитов в составе конгломератов верхнемонокской свиты (конец нижнего кембрия) и арбатской свиты (верхний кембрий).

Енисейский плутон в плане представляет линейное тело длиной около 100 км при ширине от 10—11 до 2—3 км, располагающееся в междуречье Абакана и Средней Шуши. Верхне-Сейский массив расположен юго-западнее Абаканского месторождения и имеет меньшие размеры, вытягиваясь в длину на 25 км при ширине 3—5 км. Оба интрузива только начинают вскрываться денудацией, несут многочисленные останцы кровли и имеют соответственно площадь около 550 и 100 км².

Вписываясь в структуру околоширотного направления, плутоны в своей южной части контактируют с эффузивами нижнемонокской свиты, и лишь в крайней юго-восточной части Енисейский массив врезается в породы чингинской свиты. Почти повсеместно контактовая поверхность погружается к югу и юго-востоку под углами 60—70°. Северная часть обоих плутонов срезана крупным дизъюнктивом, являющимся одновременно пограничным для Западного Саяна и Минусинской котловины.

Контактовое воздействие интрузии проявилось в небольших масштабах, вследствие чего и зоны контактово-измененных пород имеют малую мощность, находясь в прямой зависимости от крутизны контакта и глубины эрозионного среза. Изменения вмещающих пород, как правило, выражаются в их эпидотизации, хлоритизации и окварцевании.

Рассматриваемые плутоны относятся к типу сложных многофазных интрузивов трещинного типа с полуавтономной внутренней тектоникой. В их строении принимают участие гетерогенные породы различного состава, образовавшиеся как в процессе последовательных интрузий, так и в результате нормального родственного гибридизма. Возникшие магматического облика днориты и породы близкого к ним состава имеют

ряд характерных признаков, не позволяющих сомневаться в их гибридной природе.

В целом формирование массивов интрузивного комплекса протекало в 5 фаз. В первую фазу формировались габбро-нориты, габбро, роговообманковые габбро; во вторую — главная масса плагиогранитов, гранодиоритов и их структурных разновидностей; в третью — серовато-белые биотитовые плагиограниты; в четвертую — гранофировые плагиограниты и гранодиориты; в пятую — дайковые микрограниты и пегматиты. Такая последовательность становления характерна для Енисейского плутона. Верхне-Сейский и некоторые другие массивы слагаются главным образом породами первой и второй фаз при незначительном участии кислых дайковых пород пятой фазы.

В количественном отношении габброиды всегда играют подчиненную роль, слагая всего лишь около 10% от площади массивов. Обычно они располагаются в центре плутонов, слагая узкие дайкоподобные тела или образуют в плагиогранитах зоны, переполненные их ориентированными ксенолитами. Последние возникали в результате дробления габброидов в период, предшествовавший внедрению кислой магмы.

По минералогическому составу среди пород основного ряда можно выделить габбро, габбро-нориты, роговообманковые и кварцевые габбро и горнblendиты.

Все перечисленные выше разновидности связаны постепенными переходами.

Габбро-нориты и габбро представляют собою средне- и крупнокристаллические зеленовато-черные породы, отличающиеся друг от друга наличием или отсутствием ромбического пироксена. Наряду с массивными разновидностями нередко проявляются и трахитоидные, сложенные которых обусловлено субпараллельной ориентировкой призматических кристаллов темноцветов и плагиоклаза. Светлоокрашенные и цветные минералы присутствуют примерно в одинаковых количествах. Под микроскопом обычны пойкилоофитовая, габбровая и призматическизернистая структуры. Минералогический состав характеризуется парагенезисом битовнита № 75—89 с псевдодвойникованным мало-железистым бронзито-гиперстеном ($Ng=1,692$; $Np=1,680$; $-2V=70-72^\circ$) и салитом ($Ng=1,698-1,701$; $Np=1,666-1,671$; $Ng-Np=0,030-0,032$; $+2V=57-60^\circ$; $cNg=38-39^\circ$). Роговая обманка обыкновенная и резко плеохроирует в зеленых тонах ($Ng=1,678$; $Np=1,656$; $cNg=15-18^\circ$; $-2V=71-72^\circ$). Кварц присутствует в качестве примеси. Вторичные продукты представлены сине-зеленым актинолитом, тремолитом, реже тальком и биотитом.

Амфиболовые и кварцевые габбро макроскопически мало чем отличаются от габбро и габбро-норитов и только под микроскопом устанавливается отсутствие пироксенов, а в кварцевых разновидностях — повышенное содержание кварца (до 10%). Внешне это крупно-, а иногда и грубозернистые пегматоидные меланократовые породы, состоящие из лабрадор-битовнита № 71—73 и обыкновенной роговой обманки (55—70%). Горнblendиты встречаются относительно редко, образуя среди роговообманковых габбро гнезда, сложенные крупнозернистыми агрегатами амфибола.

Главная масса интрузивных массивов сложена породами второй фазы. По своему распространению они во много раз превосходят как наиболее ранние габброиды, так и последующие интрузивные образования, слагая 85—90% занимаемой массивами площади. Взаимоотношения плагиогранитов с породами основного ряда устанавливаются совершенно отчетливо, так как плагиограниты прорывают габброиды и

образуют на границе с ними сравнительно широкую зону эруптивных брекчий.

По структурным особенностям и минералогическому составу различаются равномернозернистые и порфировидные плагиограниты, гранодиориты и граниты. Апикальные части плутонов сложены плагиогранит-порфирами с вкрапленниками бипирамидального кварца. Все разновидности связаны взаимопереходами.

Плагиограниты являются наиболее распространенными и определяют главные особенности состава и строения плутонов. Это лейкократовые породы желтых и сероватых оттенков с ясно выраженной порфировидностью, которая совершенно ступеневывается по мере удаления от кровли на глубину 300—400 м. Вкрапленники представлены 1—1,5-сантиметровыми гипидиоморфными зернами кварца и плагиоклаза. Под микроскопом наряду с гипидиоморфнозернистыми структурами широко развиты микрогранофировые и сферолитовые.

Главными минералами являются кварц, содержание которого колеблется в пределах 45—60%, плагиоклазы (фенокристаллы—андезин № 33—36; главная масса—альбит-олигоклаз № 8—22) — 47—48%, зеленая роговая обманка ($Ng=1,671$; $Mg-Np=0,015-0,018$; $cNg=18-20^\circ$; $-2V=83-84^\circ$) — 4% и биотит — 1%.

Оригинальной особенностью плагиогранитов является присутствие лейкократовых крупнокристаллических разновидностей, в которых кварц содержится в количестве 75—80%. Каких-либо признаков гидротермального происхождения кварца в таких породах не наблюдается, и слагаемые ими участки имеют площадь до 500 м².

Граниты и гранодиориты встречаются сравнительно редко, образуя неправильной формы пятна среди плагиогранитов. От последних они отличаются присутствием калишпата, который представлен ксеноморфным ортоклаз-пертитом. Пластинчатый биотит для гранитов является довольно обычным минералом, но содержится в небольших количествах (2—4%). Наряду с биотитом присутствует роговая обманка, которая в гранодиоритах является основным темноцветом. Содержание кварца постоянно высокое и не опускается ниже 40—45%.

Породы эндоконтактной субфации представлены плагиогранит-порфирами и аплитовидными мелкозернистыми плагиогранитами. В апикальных частях плутонов равномернозернистые плагиограниты и порфировидные их разновидности постепенно переходят в плагиогранит-порфиры, образующие сравнительно узкую зону в сводовых частях массивов. Макроскопически это массивные, иногда микропористые породы, в тонкозернистой основной массе которых расположены 1,5-сантиметровые бипирамидальные вкрапленники кварца и таблитчатые зерна андезина № 38.

Гибридные породы занимают особое место в плутонах, приурочиваясь к контактам плагиогранитов с габбро и совершенно отсутствуют в эндоконтактах с вмещающими породами. В петрографическом отношении они представляют пестрый комплекс габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов, который рядом особенностей отличается от диоритоидов, образующихся при кристаллизации магматического расплава. К числу таких особенностей можно отнести:

1) широкое развитие такситовых текстур (шлировых, пятнистых, ленточных, нитевидных и т. д.);

2) наличие многочисленных ксенолитов габброидов в различной стадии ассимиляции;

3) одновременное присутствие кварца и основного плагиоклаза с обратной зональностью (битовнит № 75—78);

4) меланократовый облик пород, обусловленный присутствием ненормально больших количеств (55—60%) актинолитовой и обыкновенной роговой обманки;

5) наличие постоянно встречающихся ситовидных и иного типа пойкилитовых структур и т. д.

В целом гибридные породы представляют собою продукты нормального родственного гибридизма, проявившегося при воздействии плагиогранитного расплава на уже остывшие габброиды первой фазы.

Биотитовые плагиограниты третьей фазы известны лишь в Енисейском плутоне, где они встречены в бассейне р. Шунер в виде овальной формы штока, прорывающего плагиограниты. По внешнему виду это серые среднезернистые породы, состоящие из кварца (32%), зонального андезин-олигоклаза № 35—18 (62%) и листочков хлоритизированного биотита (6%). Вторичные минералы, кроме хлорита, практически отсутствуют, акцессории редки и представлены сфеном

Красные гранофировые гранитоиды четвертой фазы образуют в вершине р. Шунер эллипсоидальное в плане тело площадью 5 км². Слагающие шток лейкократовые породы однообразны по составу. По количественно-минералогическому составу среди них различаются адамеллиты, гранодиориты и плагиограниты, связанные взаимопереходами. Адамеллиты и гранодиориты состоят из кварца (38%), бурого альбит-олигоклаза № 6—15 (40—47%) и микроклин-пертита (28—12%). Из темноцветов присутствуют хлоритизированный амфибол и биотит (3—4%). Плагиограниты лишены калишпата, а количество плагиоклазов достигает 56%. В целом для пород характерны гранофировые и микрографические структуры, обусловленные срастанием кварца с альбитом и реже с микроклин-пертитом.

Дайковая серия пегматитов и микрогранитов представляет собою последнее звено в становлении плагиогранитных плутонов. Насыщенность дайками разных массивов неодинакова. Для одних массивов, например Верхне-Сейского, количество их чрезвычайно невелико, и они насчитываются единицами, для других, более крупных, количество даек значительно возрастает и в отдельных участках они образуют серии субпараллельных секущих тел мощностью от нескольких сантиметров до 2,5 м при длине 50—100, реже 250—500 м.

Среди жильных образований по структурным особенностям различаются только два типа пород: микрограниты и пегматиты. Минералогический состав чрезвычайно прост, и они слагаются главным образом из микроклина и микроклин-пертита, альбита и кварца при незначительном участии ряда второстепенных минералов, таких как биотит, мусковит, гранат и реже турмалин.

Автометаморфические явления в породах комплекса проявились отчетливо. Оталькование проявилось в незначительной степени лишь в габбро и габбро-норитах и привело к частичному замещению пироксенов мелкочешуйчатыми агрегатами талька. Амфиболитизация также характерна только для пород основного ряда, где проявилась в возникновении новообразований синевато-зеленого актинолита и в замещении пироксенов и зеленой обыкновенной роговой обманки. Нередко актинолитизация захватывает и полевошпатовую часть породы, особенно если зерна плагиоклазов трещиноваты. Серпентинизация наблюдается только в кислых породах, и ей подвержены в основном плагиоклазы и в незначительной степени калиевый полевой шпат. Замещение альбитом протекало более интенсивно, но в разных породах и в разных участках массивов это проявилось неодинаково. В габбро с интенсивной микротрещиноватостью крупные кри-

таллы основного плагиноклаза обрастают каймой бесструктурного прозрачного олигоклаза. В плагиогранитах порфиroidные вкрапленники плагиноклаза почти всегда имеют альбитовую кайму, а более мелкие зерна нередко полностью замещаются альбитом № 3—8. В пегматитах центральные ядра, сложенные первоначально микроклином, почти нацело альбитизированы, и калишпат встречается лишь в виде реликтов. Эпидотизация проявилась повсеместно. В одних случаях образование эпидста связано с деанортизацией плагиноклаза при замещении его альбитом, в других случаях эпидотизация проявилась как самостоятельный процесс, широкому развитию которого способствовало возникновение эндокинетической и наложенной трещиноватости. В особо благоприятных условиях за счет плагиогранитов возникали кварцевые эпидозиты.

ФАЦИАЛЬНОСТЬ МАССИВОВ КОМПЛЕКСА

Изучение плутонов плагиогранитного комплекса позволило установить, что современным эрозионным срезом вскрываются лишь апикальные и сравнительно неглубокие горизонты интрузивных массивов. В отдельных водораздельных участках сохраняются породы эффузивной кровли или наблюдаются их крупные останцы. С учетом мощности эффузивно-осадочной покрывки к моменту становления интрузивов глубина их формирования, вероятно, может быть определена в 1—1,5 км. О гипабиссальности массивов свидетельствует также отсутствие ассимиляционных явлений в зонах экзоконтакта и на границе с кровлей, появление в апикальных частях плутонов порфиroidных фаций интрузивных пород, структурно-фациальная изменчивость пород с глубиной, слабое контактное воздействие и некоторые другие особенности состава и строения интрузивных тел.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСА

На сводную петрохимическую диаграмму (рис. 1), построенную по методу А. Н. Заварицкого [11], нанесены результаты химических анализов* пород всех пяти фаз (26 анализов), векторы которых обозначены лишь сплошными линиями. Из рассмотрения диаграммы и химических анализов (см. таблицу) видно, что плагиогранитный комплекс характеризуется следующими особенностями химизма:

1. Химические анализы пород образуют на диаграмме две обособленные группы векторов, располагающиеся в верхней и нижней ее частях и соответственно относящиеся к кислым и основным породам. Весьма характерным обстоятельством является отсутствие промежуточного связующего звена, которым могли бы быть породы диоритового состава. Нанесенные на диаграмму гибридные породы опять-таки не заполняют существующего разрыва и явно тяготеют либо к габброидам, либо к плагиогранитам, подчеркивая тем самым первичную природу тех пород, за счет которых они возникали. Как будет показано ниже, такая своеобразная «полярность» состава является характерной и для других плагиогранитных комплексов.

* Все анализы выполнены в ЦНИЛ Красноярского территориального геологического управления.

2. Химизм пород основного ряда характеризуется высоким содержанием анортитовой извести и темноцветных минералов (*b*) при общем весьма незначительном содержании щелочей (*a*), вследствие чего большинство анализированных пород не находят себе эквивалентов среди средних типов глубинных пород по Р. О. Дэли. Почти все габброиды имеют небольшие отрицательные значения *Q* и относятся к насыщенным кремнеземом породам.

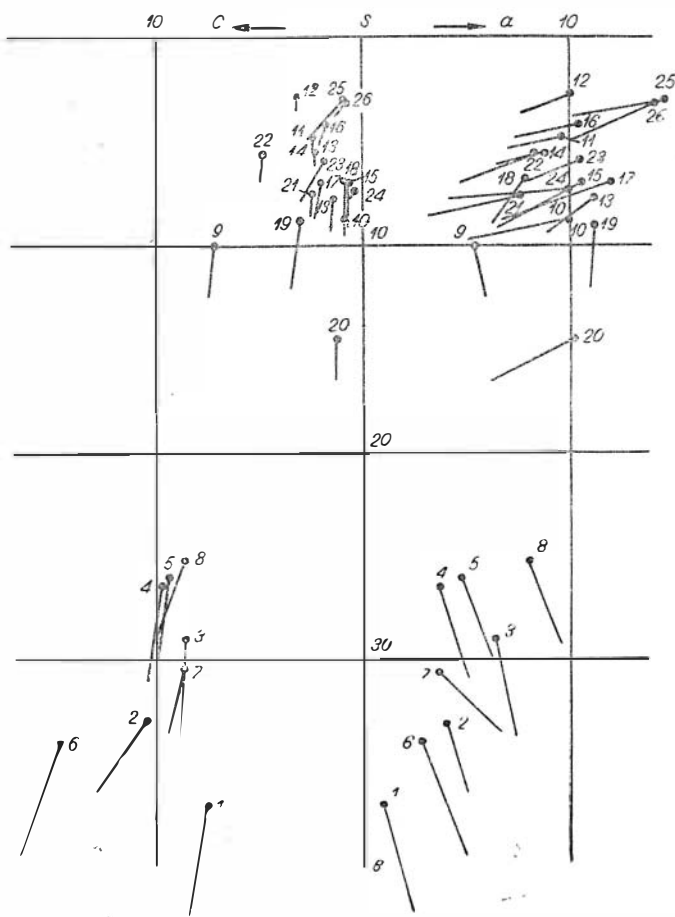


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма пород плагногранитного комплекса северного склона Западного Саяна. Номера анализов на диаграмме соответствуют номерам анализов пород, перечень которых приведен в конце таблицы.

3. Кислые породы комплекса четко проявляют плюмазитовый тип химизма, выражающийся на диаграмме резким поворотом векторов влево в щелочном поле.

4. Плагнограниты и их производные бедны щелочами ($a=9-11,5$), вследствие чего их фигуративные точки приближаются к катету sb и в щелочном поле располагаются значительно левее пород нормального щелочноземельного ряда. Исключение представляют кислые дайковые породы, по своим химическим особенностям приближающиеся к гранитным пегматитам.

Химический состав пород плагиогранитного интрузивного комплекса Западного Саяна

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	49,93	43,05	47,38	51,06	50,41	56,30	51,55	60,56	67,04	74,46	75,95	75,76	71,90	74,46	77,8	76,80	71,80	73,01	69,00	68,80	72,20	72,06	74,78	76,97	74,82	75,24
TiO ₂	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,41	0,46	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,13	не опр.	не опр.	0,23	0,40	0,50	0,23	0,23	0,15	0,20	—	0,07
Al ₂ O ₃	12,32	17,43	16,75	16,82	16,93	9,46	15,97	17,96	14,62	12,34	12,07	12,97	12,34	12,92	12,00	12,10	15,13	12,56	13,37	13,12	15,19	15,10	11,96	12,24	13,68	13,61
Fe ₂ O ₃	4,20	5,00	4,66	3,42	3,72	1,28	3,98	1,48	1,75	1,31	1,81	1,32	3,11	2,25	0,51	1,44	1,72	2,03	2,29	1,55	1,50	1,56	1,59	1,80	0,55	0,79
FeO	8,80	13,18	8,57	8,15	8,80	7,58	9,16	4,15	5,25	3,00	1,78	0,97	2,43	2,15	2,41	1,22	0,79	2,74	4,26	5,25	2,06	2,10	2,48	1,39	0,60	1,13
MnO	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	—	0,16	—	не опр.	не опр.	не опр.	—	0,02	не опр.	—	0,09	0,14	0,09	0,16	0,11	0,03	0,02	—	0,06
MgO	11,01	10,87	9,10	10,39	10,57	10,55	9,77	2,12	1,55	0,44	0,16	0,12	0,75	0,19	1,05	0,22	0,75	0,95	1,80	1,78	0,46	0,52	0,42	0,25	0,37	0,10
CaO	12,47	6,35	7,73	6,91	5,72	11,23	5,55	6,31	6,30	0,58	2,08	2,70	1,35	2,80	0,58	1,50	1,74	3,45	2,49	2,14	3,67	3,99	1,50	0,42	0,74	0,85
N ₂ O	0,43	1,03	2,65	1,44	1,87	0,99	1,33	3,48	2,27	0,78	4,09	4,47	4,97	3,89	5,01	3,53	4,72	2,96	4,9	4,90	3,32	3,57	3,44	3,53	3,56	3,50
K ₂ O	0,06	1,00	0,15	0,25	0,35	0,58	0,46	1,89	0,26	4,27	0,57	0,24	0,50	0,29	0,25	2,30	1,40	0,82	0,53	0,23	0,40	0,39	2,30	2,16	5,00	4,87
P ₂ O ₅	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,15	—	—	не опр.	не опр.	не опр.	0,16	0,014	0,007	0,009	не опр.	0,085	0,07	0,12	0,07	0,03	0,02	—	0,02
п. п. п.	0,69	1,45	2,30	0,55	0,55	1,27	1,55	0,40	0,88	1,14	0,78	0,55	1,96	0,30	1,17	0,72	0,72	1,10	1,60	1,40	2,38	0,60	1,70	0,90	0,32	0,13
Сумма	99,90	99,36	99,29	99,29	99,26	99,64	99,32	99,91	100,54	99,22	99,29	99,10	99,31	99,25	101,02	99,83	99,15	100,56	100,72	100,81	99,98	100,20	100,36	99,89	99,64	100,36

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	19	20	21	23	23	24	25	26
a	0,9	3,9	6,4	3,7	4,8	2,8	3,5	8,1	5,4	10,1	9,5	9,9	11,2	8,8	10,6	10,4	12,1	7,7	11,3	10,2	7,6	8,4	10,4	10,1	14,4	14,1
c	7,6	10,5	8,6	9,8	9,4	4,5	8,7	8,6	7,2	0,7	2,4	3,2	1,6	3,3	0,7	1,8	2,0	4,0	3,1	2,4	4,4	4,8	1,8	0,5	0,9	0,9
b	37,0	33,1	29,1	26,4	33,9	33,0	30,6	25,3	9,9	8,8	4,7	2,8	7,8	5,5	7,0	4,2	7,0	6,7	8,9	14,7	7,6	5,5	5,9	7,4	3,1	3,2
s	51,5	52,5	55,9	60,1	59,7	58,9	57,2	58,0	77,5	80,4	83,4	84,1	79,4	82,4	81,7	83,6	78,9	82,6	76,7	72,7	80,4	81,3	81,9	82,0	81,6	81,8
f'	30,8	54,1	43,1	41,8	45,9	22,4	38,8	41,5	67,4	42,9	66,2	69,0	61,5	69,9	35,1	54,7	31,2	62,4	65,4	40,5	43,0	48,8	62,2	35,7	34,0	53,1
m'	54,7	34,9	46,7	45,8	38,8	56,0	30,1	41,5	27,1	9,6	5,6	7,2	16,2	6,0	23,4	7,8	17,9	21,8	33,1	19,0	9,7	14,6	11,1	5,2	19,2	6,1
c'	14,5	11,0	10,2	12,4	15,3	21,6	31,1	17,0	5,5	(47,5)	(28,2)	(23,7)	(22,3)	(24,1)	41,5	37,5	50,9	15,8	1,5	40,5	47,3	36,6	26,7	59,1	46,8	40,8
n	85,7	59,3	90,6	88,4	88,1	72,7	80,8	82,4	93,3	88,5	91,7	97,3	94,0	95,9	95,8	70,0	83,5	88,7	94,1	97,5	92,9	93,5	69,6	70,9	51,8	51,8
e	9,2	13,7	14,1	11,3	12,6	3,0	10,9	27,4	15,2	11,8	30,9	38,1	32,4	33,7	0,1	—	—	0,2	0,3	0,5	0,2	0,2	0,1	0,2	—	0,1
Q	-0,4	-13,4	-9,6	+3,0	+0,4	+7,6	-1,3	-8,8	+37,0	+33,9	+45,1	+45,2	+34,8	+43,9	5,4	28,1	20,8	23,8	2,1	8,8	15,7	24,4	22,2	19,1	—	—
ac	0,12	0,4	0,7	0,4	0,5	0,6	0,4	0,9	0,7	14,4	3,9	3,1	7,0	2,6	+41,5	+44,6	+31,6	+44,6	+27,8	+22,6	+41,2	+41,0	+41,2	+43,3	+35,5	+34,5

Примечание. Породы 1-й фазы: 1 — габбро-норит; 2, 3 — габбро; 4 — кварцсодержащее габбро; 5 — кварцевый габбро-норит; 6 — кварцсодержащее габбро. Гибридные породы: 7 — кварцевое габбро; 8 — кварцевый габбро-диорит; 9 — тоналит. Породы 2-й фазы: 10, 11, 12, 13, 14, 15 — плагиограниты; 16, 17, 18 — грано-диориты; 19, 20 — плагиогранит-порфиры. Породы 3-й фазы: 21, 22 — биотитовые плагиограниты. Породы 4-й фазы: 23 — грано-диорит; 24 — адамеллит. — Дайковые породы: 25 — пегматит; 26 — микрогранит.

5. С другой стороны, кислые породы комплекса характеризуются исключительно высоким содержанием кремнезема, что находит выражение на диаграмме в близком расположении фигуративных точек к вершине s , а также в очень высоких значениях параметра Q . По его величине (в среднем +40,3, в отдельных случаях до +46) плагиограниты не находят себе аналогов среди средних типов магматических пород и чуть ли не в два раза превышают значения Q для нормальных гранитов.

6. С накоплением кремнезема прогрессивно уменьшается содержание окиси железа и магния, в связи с чем количество темных цветов в породах невелико, а плагиоклазы представлены кислыми разновидностями. При небольших абсолютных значениях содержания железа и магния относительная концентрация железа резко возрастает, составляя в среднем 7,1.

7. Важной петрохимической особенностью пород комплекса является натровая специализация в составе щелочей. Породы первых четырех фаз имеют очень высокие значения параметра n , и векторы соответствующих им химических анализов в анортитовом поле направлены вертикально или почти вертикально вниз. Процентные соотношения окисей калия и натрия (n) в среднем для габброидов составляют 89,3 и для плагиогранитов 94,4, хотя нередко n достигает 97,3—97,5. Отсюда становится понятным практически почти полное отсутствие калиевого полевого шпата в составе пород плагиогранитного ряда. Некоторое накопление окиси калия, в количествах, достаточных для образования калишпата, наблюдается лишь в кислых дайковых породах заключительной фазы.

Отмеченные выше особенности химизма плагиогранитного комплекса Западного Саяна более или менее отчетливо проявляются и в аналогичных комплексах других районов. В качестве примера можно привести сопоставления с наиболее хорошо изученными [9, 25] змеиногорским комплексом Рудного Алтая и уруштенским комплексом Кавказа [2, 12].

Многофазный ранневарисский змеиногорский комплекс в петрографическом отношении характеризуется значительным разнообразием. В первую фазу возникли небольшие тела габбро-норитов, габбро и их амфиболитованных разновидностей, а также кварцевых диоритов и тоналитов, относимых к гибридным образованиям. Во вторую фазу происходило внедрение главной массы плагиогранитов и их порфировых разновидностей. Формирование комплекса закончилось интрузией жильных аплитов, аплито-пегматитов, кварцевых порфиров, плагиогранит- и гранодиорит-порфиров.

На петрохимической диаграмме (рис. 2) химические составы пород змеиногорского комплекса показаны пунктирными векторами. При ознакомлении с диаграммой видно, что породы этого комплекса характеризуются следующим:

1) основные и кислые породы комплекса обособлены друг от друга с образованием разрыва по линии sb , обусловленного отсутствием нормально-магматических пород промежуточного состава;

2) породы комплекса имеют резко пониженное содержание щелочей по сравнению со средними типовыми составами пород по Р. О. Дэли;

3) кислые породы второй (главной) фазы имеют отчетливо проявляющийся плюмазитовый тип химизма (пересыщенность глиноземом);

4) почти вертикальные или круто наклонные векторы в анортитовом поле указывают на высокую натровую специализацию всех пород комплекса при небольшом содержании окиси калия;

5) близкое к вершине положение векторов в шелочном поле и высокие значения параметра Q (которые здесь не приводятся) свидетельствуют об очень сильной пересыщенности пород кремнеземом.

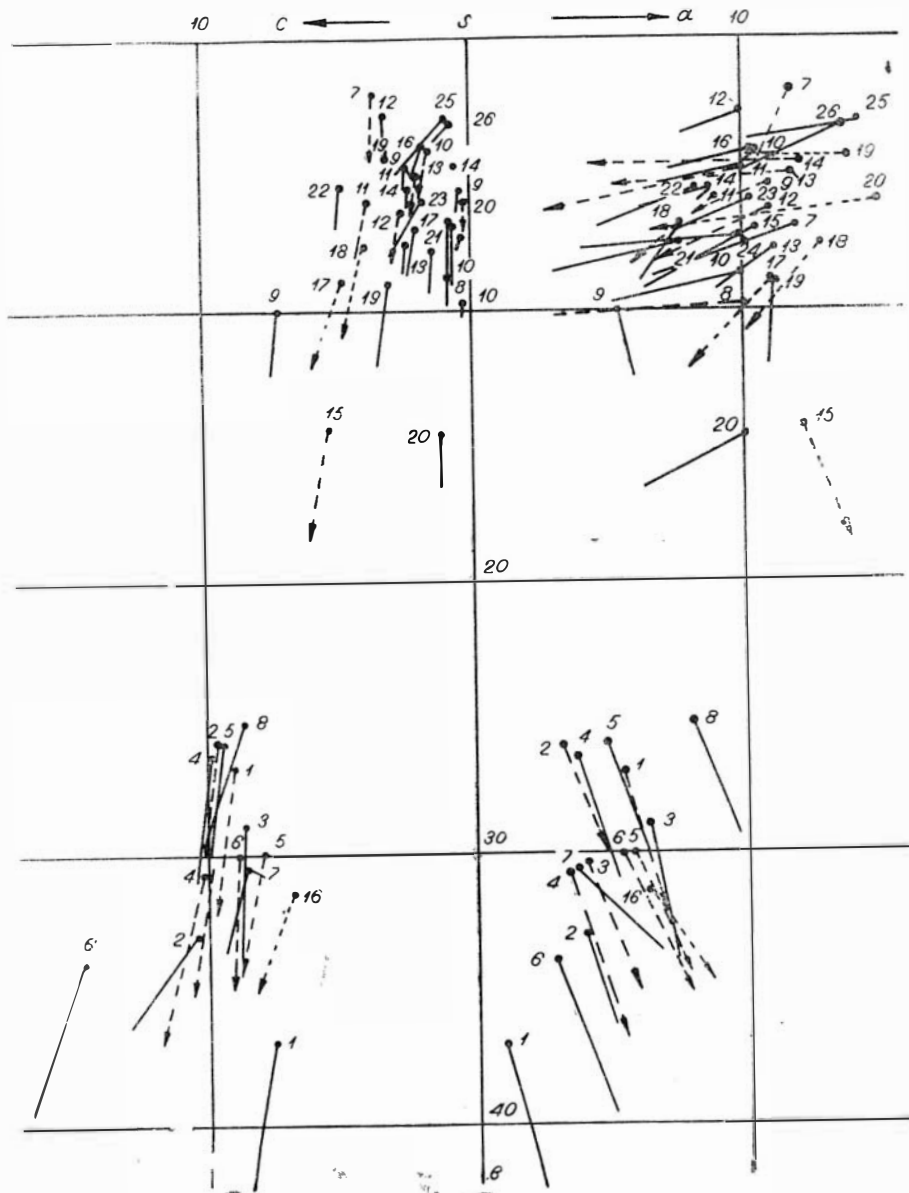


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма пород западно-саянского, змеиногорского и уруштенского плагиогранитных комплексов. Западно-саянский плагиогранитный комплекс. Анализы пород показаны сплошными векторами. Обозначения те же, что и в рис. 1. Змеиногорский комплекс. Анализы пород показаны крупноштриховыми векторами:

1 — оливиновый габбро-норит, 2 — гибридный габбро-диорит, 3 — амфиболитизированное габбро, 4 — габбро-норит, 5 — оливиновый габбро-диабаз, 6 — кварцевый диорит, 7 — плагиогранит, 8 и 9 — гранофиры, 10 — хлоритизированный биотитовый плагиогранит, 11 — биотитовый плагиогранит, 12 — гранит-порфир, 13 — аплитовидный гранит, 14 — гранофир, 15 — гранодиорит. Уруштенский комплекс. Анализы пород показаны мелкоштриховыми пунктирными векторами. 16 — габбро (эвкрит), 17 — кварцевый диорит, 18 — тоналит, 19 — гнейсогранит, 20 — аплит.

Сравнивая анализы пород плагиогранитного комплекса Западного Саяна и змеиногорского комплекса (рис. 2), нетрудно заметить их исключительное сходство. Оно прежде всего проявляется в том, что группы векторов основных и кислых пород обоих комплексов совпадают, занимают одинаковые положения и имеют одинаковую направленность в обоих полях. Другие главные признаки, отмеченные при характеристике каждого комплекса, являются также общими. Имеющиеся небольшие различия в дополнительных характеристиках отображают некоторые индивидуальные особенности отдельных пород, не оказывая влияния на общие петрохимические закономерности комплексов в целом.

В качестве другого примера можно привести уруштенский комплекс Северо-Западного Кавказа [2, 12], формирование которого связывается с проявлением одной из фаз каледонской складчатости и сопровождалось последовательными интрузиями: а) габброидов, б) плагиогранитов, в) лейкократовых альбитовых гнейсо-гранитов, г) мелких интрузий натриевых аляскитов и д) жильной пегматит-аплитовой серии.

Химических анализов пород этого комплекса немного, и они показаны на рис. 2. Не вдаваясь в подробное рассмотрение их петрохимических особенностей, отметим, что в целом химизм уруштенского комплекса оказывается чрезвычайно сходным с изученным нами плагиогранитным комплексом Западного Саяна. Здесь мы снова встречаемся с примером «полярности» вещественного состава, что является характерным также для змеиногорского комплекса, плагиогранитов Горного Алтая [1], таннуольского комплекса Тувы и некоторых других. Вряд ли можно думать, что мы имеем дело со случайным сходством, так как эта оригинальная петрологическая особенность проявляется как закономерность почти во всех известных комплексах подобного типа.

При сопоставлении химизма пород изученного комплекса с естественными ассоциациями вулканических пород наиболее близкой в петрохимическом отношении оказывается щелочноземельная серия о-ва Мартиника (тип Пеле), но породы интрузивного комплекса оказываются еще беднее щелочами и полевошпатовой известью, располагаясь в щелочном поле значительно левее, а в анортитовом поле много правее вариационной линии этого крайнего представителя щелочноземельных серий.

К ВОПРОСУ О СОСТАВЕ РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ

Вопрос о происхождении маинского плагиогранитного комплекса Западного Саяна до сих пор, по существу, не ставился. Правда, в последнее время все чаще некоторыми исследователями [6], особенно Ю. А. Кузнецовым [18], высказывается мысль о его связи с базальтовой магмой. Справедливость этих предположений подтверждается и имеющимися у нас материалами.

1. Непосредственным указанием на основной состав исходной магмы является совместное нахождение генетически связанных между собой основных и кислых пород как в спилито-кератофировой формации, так и в интрузивном комплексе.

2. В настоящее время доказано [10] образование спилитов и кератофиров за счет базальтовой магмы. Комагматичность спилито-кератофировой формации с плагиогранитами была нами рассмотрена ранее [23] и подтверждается работами многих исследователей [6, 10, 12, 14 и др.]. Заведомо основной характер магмы спилитов и кератофиров, ес-

тественно, предопределяет базальтоидное происхождение и родственных пород плагиогранитного комплекса.

3. Изучение парагенетических минеральных ассоциаций пород интрузивного комплекса позволило установить, что активность щелочей была ниже нормальной для гранитов, причем натрий вел себя наиболее активным образом. Считается [13, 20], что повышение активности натрия не характерно для собственно гранитных магм, но представляет обычное явление в кислых породах, являющихся производными базальтоидной магмы.

4. О базальтоидном происхождении пород комплекса свидетельствуют и особенности их химизма. Установлено, что кислые производные основной магмы в химическом отношении характеризуются двумя главными чертами:

а) при небольших абсолютных значениях в содержании железа и магния отношение $Fe:MgO$ всегда является высоким (больше двух). В плагиогранитных породах описываемого комплекса оно в среднем составляет 6,7, достигая нередко 11,8;

б) вторая особенность заключается в том, что в наиболее поздних дифференциатах или быстро возрастает содержание щелочей при сравнительно быстром накоплении калия, или идет интенсивное накопление кислого остатка, сравнительно бедного щелочами, среди которых ведущим является натрий.

По химизму изученный плагиогранитный комплекс относится ко второму щелочноземельному типу, кислые представители которого характеризуются накоплением кремнезема (высокие значения s и Q) и натрия ($n = 94,4$), хотя в общем они бедны щелочами.

5. Наконец, петрохимическую близость пород плагиогранитного комплекса с базальтоидной серией о-ва Мартиника можно расценивать как важное доказательство его происхождения за счет базальтовой магмы.

Существующие представления о том, что кислые породы плагиогранитных (или габбро-плагиогранитных) комплексов являются продуктами дифференциации нормальной толеитовой магмы, никак не объясняют две наиболее важные, на наш взгляд, их особенности:

а) почему бедная кремнеземом базальтовая магма дает крупные массы ультракислого расплава, по объему иногда в десятки раз превышающие основные породы ранних интрузивных фаз;

б) вторая особенность заключается в том, что вещественный состав этих комплексов носит черты ясно выраженной «полярности» в связи с отсутствием средних нормальномагматических пород.

Г. Д. Афанасьев [1] при изучении плагиоклазитов кара-кемского комплекса Горного Алтая, очень сходного, по его мнению, со змеиногорским, отмечал, что своеобразный тип этих пород является не обычным случаем дифференциации, а скорее всего является следствием специфических условий их образования. Невозможность объяснения отмеченных особенностей плагиогранитных комплексов путем нормальной дифференциации понимал и С. Р. Ноккольдс [21], который предложил гипотезу «контрастной дифференциации». Ю. А. Кузнецов [15, 16, 17, 18], рассматривая вопросы происхождения гранитных магм, допускает широкое развитие гранитоидов базальтоидного происхождения, особенно в начальные этапы развития геосинклиналей, характеризующиеся очень неспокойной тектонической обстановкой.

Четкая структурная приуроченность плагиогранитного комплекса к Северо-Саянской зоне разлома свидетельствует о том, что его возникновение тесно связано с образованием глубоких расколов в породах

фундамента и каледонского структурного этажа, которые создавали благоприятную обстановку для интрузий сравнительно небольших количеств слабо дифференцированной основной магмы, из которой возникли габброиды. Вслед за первыми порциями базальтовой магмы в тектонически подготовленную зону выжимались крупные массы базальтового расплава, который в условиях пониженного гидростатического давления и притока летучих, обеспечивающих перегрев, интенсивно переплавлял силикатные породы фундамента. В межинтрузивную паузу одновременно с переплавлением алюмосиликатного материала происходила, вероятно, и глубинная магматическая дифференциация, способствовавшая накоплению в верхних частях магматического очага больших объемов кислого плагиогранитного расплава реоморфического происхождения, который при благоприятных условиях получал возможность интродировать в верхние горизонты. Этим, собственно, и объясняется «полярный» состав плагиогранитных комплексов и сильная пересыщенность их пород кремнеземом.

Возникновение пород всех последующих интрузивных фаз связано с процессами дифференциации плагиогранитного расплава, протекавшими внутри интрузивной камеры.

С плагиогранитным комплексом Западного Саяна генетически связываются небольшое месторождение и рудопроявления меди и цинка, размещающиеся главным образом в экзоконтактных частях интрузивных массивов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Плагиоклазиты (трондьемиты) Кара-Кема. В сб. «Акад. Д. С. Белянкину», М., Изд-во АН СССР, 1946.
2. Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук, петрогр. сер., вып. 69, 1950.
3. Баженов И. К. Район Маинского медноколчеданного месторождения. Изв. Сиб. отд. Росс. Геол. Ком. т. 3, вып. 3, 1923.
4. Баженов И. К. Отчет о геологических исследованиях в районе Маинского медного месторождения Минусинского уезда. Изв. Сиб. отд. Геол. Ком., т. 4, вып. 1, 1924.
5. Батов Н. А. Геологическое строение правобережья р. Енисей между 53° и 53°40' с. ш. Изв. ЗСГРУ, т. II, вып. 1, 1931.
6. Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1948, № 4.
7. Благонравов В. А., Шенкман Я. Д. О соотношениях между гранитоидами нижнего течения р. Каа-Хем (Восточная Тува). В сб. «Материалы по региональной геологии». Тр. ВАГТа, вып. 2, 1956.
8. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.
9. Елисеев Н. А. Петрография Рудной Алтая и Калбы. «Петрография СССР», сер. I, регион. петрогр., вып. 6, 1936.
10. Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Бявы на Урале. Тр. Ин-та геол. наук, петрогр. сер. вып. 24, 1946.
11. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
12. Каденский А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1956.
13. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.
14. Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. «Сов. геология», 1955, № 43.
15. Кузнецов Ю. А. О происхождении, номенклатуре и классификации магматических пород. «Изв. АН СССР, сер. геол.» 1951, № 6.
16. Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. Изв. ТПИ, т. 74, вып. 1, 1953.

17. Кузнецов Ю. А. К проблеме происхождения магматических пород. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1953, № 1.
18. Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. Тр. I Всес. петрогр. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955.
19. Лебедев А. П., Гинзбург И. В. Материалы к петрографии магматических пород северо-восточной части Центральной Тувы. Тр. Ин-та геол. наук, сер. петрогр., вып. 147, 1953.
20. Монич В. К. Петрография гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1957.
21. Ноккольдс С. Р. Образование нормальных типов горных пород путем контаминации и их отношение к петрогенезу. Перечень центр. геол. библи., № 75—76, 1936.
22. Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна. «Вопросы докембрия Западной Сибири», труды ГГИ, ЗСФАН СССР, вып. 2, 1948.
23. Смышляев В. Н. К петрохимии пород Маинской плагиогранитной интрузии (Западный Саян). Докл. 7-й науч. конф. Изд. Томского ун-та, вып. 4, 1957.
24. Смышляев В. Н. Геологическое строение Маинской плагиогранитной интрузии (Западный Саян). Изв. Томского политехн. ин-та, т. 90, 1958.
25. Хорева Б. Я. Геолого-петрологический анализ юго-восточной части Иртышской зоны смятия. Матер. ВСЕГЕИ, петрология, нов. сер., вып. I, 1954.

ТАРАСКЫРСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ПЛАГИОГРАНИТОВ И КВАРЦЕВЫХ КЕРАТОФИРОВ В ЗАПАДНОМ САЯНЕ

При петрологических исследованиях, проведенных автором в 1958 г. в районе нижнего течения р. Большой Анзас, был установлен своеобразный магматический комплекс, представленный кембрийскими кварцевыми кератофирами и синхронной им приповерхностной интрузией плагиогранитов. Названные породы развиты на южном (обращенном к р. Б. Анзас) склоне водораздела рек Большой и Малый Анзас. Своим названием комплекс обязан двум левым притокам Большого Анзаса — ручьям Сухому Тараскыру и Тараскыру, которые протекают среди поля распространения этих пород.

1.

Исследуемый район сложен породами кембрия и протерозоя. Последний представлен метаморфическими кварц-альбит-актинолитовыми, серицитовыми и хлоритовыми сланцами джебашской свиты или формации по А. Г. Сивову [3]. Отложения кембрия граничат со сланцами джебашской свиты по тектоническому шву — с.-в. направления Джебашскому разлому и сложены тремя отчетливо различающимися по составу толщами.

В основании разреза залегает толща альбит-актинолитовых сланцев (возникших при метаморфизме спилитов), кварцевых кератофиров и их туфов и в подчиненном количестве осадочных метаморфизованных пород (глинистые, углистые, кремнистые сланцы). Эта толща, названная нами эффузивно-сланцевой, соответствует нижнемонокской свите кембрия ($Ст_1^{1пт}$) по Г. Г. Семенову, П. С. Антонову и З. П. Любалинской, проводившим здесь государственную геологическую съемку, или чингинской формации ($Ст_1^2$) по А. Г. Сивову [4]. Описываемый магматический комплекс целиком залегает в породах этой толщи.

Эффузивно-сланцевая толща местами через перерыв местного значения, а местами с постепенным переходом перекрывается толщей песчаников и сланцев с кремнистым цементом; она соответствует верхнемонокской свите кембрия ($Ст_1^2\text{vм}$) по Г. Г. Семенову и П. С. Антонову или верхней части чингинской формации ($Ст_1^2$) по А. Г. Сивову. Эта толща в значительной своей части сложена перемытыми туфами и частично обломками размытых кератофиров подстилающей толщи. В ее составе имеются и конгломераты. Еще выше лежит толща песчаников и сланцев с карбонатным цементом, соответствующая арбатской свите кембрия ($Ст_2\text{ар}$) по Г. Г. Семенову и П. С. Антонову или верхней части чингинской формации по А. Г. Сивову.

Породы кембрия собраны в напряженные складки с.в. направления. Эффузивно-сланцевая толща картируется в ядре крупной антиклинали, а более молодые песчано-сланцевые толщи — в с.-з. крыле этой антиклинали. Ю.-в. крыло антиклинали срезано Джебашским разломом. Крылья антиклинали осложнены дополнительной складчатостью нескольких порядков, углы падения очень крутые ($70-80^\circ$), встречаются отвесное и опрокинутое (изоклиналиное залегание). Ширина выхода пород эффузивно-сланцевой толщи на карте колеблется от пяти до трех километров.

Кроме Джебашского разлома, в районе широко развиты дизъюнктивные нарушения — древние с.-в. простираия и молодые (девонские?) с.-с.-з. простираия. В древних тектонических зонах с.-в. простираия породы кембрия претерпели глубокий конструктивный динамический метаморфизм и превращены в гнейсы и кристаллические сланцы. Молодыми с.-с.-з. простираия разломами район разбит на блоки. По совокупности картировочных признаков установлено, что в пределах нашего участка имеется ряд ступенчато расположенных блоков, которые по отношению один к другому спускаются в направлении СВ. Соответственно этому ширина выхода пород эффузивно-сланцевой толщи в разных блоках различна и уменьшается в том же направлении.

2.

Толща кварцевых кератофинов и их туфов венчает разрез эффузивно-сланцевой толщи и залегает на альбит-актинолитовых метаморфических сланцах — продуктах регионального метаморфизма спилитовых пород.

Формы залегания древних лав кварцевых кератофинов вследствие напряженной складчатости, метаморфизма и недостаточной обнаженности установить не удалось. Из геологических особенностей эффузивной толщи можно отметить лишь то, что магматические породы в ней несомненно преобладают над пирокластическими. Последние встречаются в виде сравнительно небольших по мощности (десятки метров) и по простираию (400—500 м) линзовидных залежей, в окружении магматических пород. Мощность толщи кератофинов и их туфов изменяется от 1 до 2 км.

Кварцевые кератофиры характеризуются большим постоянством состава и внешнего облика, это светлые плотные светло-серого, зеленовато-, иногда синевато-серого цвета породы, всегда с порфировой структурой и всегда с кварцем в порфириновых выделениях. Количество порфириновых выделений на квадратный сантиметр породы в среднем составляет 2—3, кварц присутствует в количествах в 2—3 раза больших, чем альбит.

При микроскопическом изучении устанавливается, что сравнительно свежие кварцевые кератофиры имеют всегда фельзитовую основную массу, в которой в значительных количествах присутствует хлорит. Порфириновые выделения представлены высокотемпературным гексагональным кварцем, образующим слегка оплавленные бипирамиды, и таблитчатым альбитом. Многочисленные замеры по методу Федорова (по спайностям и осям двойников) дали разброс в составе плагиоклаза от № 1 до 6. Максимальный угол симметричного угасания в зоне перпендикуляра к (010) равен 14° , что соответствует альбиту № 6. Определения иммерсионным методом дают более кислый состав плагиоклаза, а именно № 1—2 ($N_p = 1,528 \pm 0,002$). Довольно часто в основной массе

кварцевых кератофиров встречаются также октаэдрические кристаллы магнетита.

Метаморфизм кварцевых кератофиров заключается в раскристаллизации основной массы, структура которой становится гранобластической; иногда перекристаллизации подвергаются и кварц-порфировые выделения, хлорит при этом исчезает, а в основной массе пород появляется актинолит. В рассланцеванных разновидностях по плоскостям рассланцовки развиваются серицит и мусковит. Породы в значительной мере метаморфизованы, сравнительно свежие разновидности встречаются редко.

Среди туфов были отмечены литокластические и кристаллокластические разновидности, первые, по-видимому, распространены более широко.

3.

Интрузия плагиогранитов представляет собой более молодую, чем эффузивы (или главная масса эффузивов), гипабиссальную инъекцию кислой магмы. Основная масса тел гранитоидов залегает в альбит-актинолитовых сланцах, и лишь небольшая часть мелких гранитных тел располагается в нижних горизонтах кератофировой толщи; плагиограниты в этом случае прорывают кварцевые кератофиры. Гранитоиды образуют послынные лакколитообразные и силлообразные тела, мощность которых колеблется от десятков сантиметров до 200—300 м. В ряде участков разобщенные интрузивные тела сливаются, образуя ветвистые силлы. В настоящее время в связи с интенсивной складчатостью кембрийских пород тела гранитоидов поставлены на голову и имеют в.с.-в. (согласное со складчатостью) простирание и крутое или отвесное падение контактов на ССЗ и ЮЮВ.

Гранитоиды обычно средне- и мелкозернистые, в центральных частях крупных тел встречаются грубозернистые разновидности. Во многих телах наблюдается закалка — уменьшение крупности зерна вблизи контактов. Очевидна следующая закономерность: уменьшение крупности тел и соответственно крупности зерна от нижних, более глубоких сланцевых горизонтов толщи к верхним горизонтам, сложенным кварцевыми кератофирами.

Неоднократно встречены кварцевые порфировидные плагиограниты, являющиеся в структурном отношении переходной породой от кварцевого кератофира к плагиограниту. Эти породы имеют порфировые выделения высокотемпературного кварца и альбита и мелкозернистую гранитовую основную массу. Эти породы слагают дайки и небольшие согласные тела среди эффузивных кварцевых кератофиров и их туфов.

В связи со складчатостью гранитоиды подвергаются смятию, дроблению и рассланцеванию. В гранитоидах имеется ряд тектонических зон, располагающихся параллельно общему направлению складчатости. Благодаря действию конструктивного динамического метаморфизма в глубинных тектонических зонах гранитоиды претерпевают изменения, сопровождающиеся перекристаллизацией. Метаморфизм можно характеризовать таким рядом пород: 1) сравнительно свежий плагиогранит, 2) огнейсованный плагиогранит с гранофировыми структурами, 3) кварцево-альбитовый гнейс, 4) кварцево-альбитово-слюдяной (серицитовый, мусковитый) сланец.

Сравнительно свежий плагиогранит представляет собой породу с гранитной гипидиоморфнозернистой структурой, имеющую такой состав: 1) кислый плагиоклаз (№ 4—10) составляет 60—65% породы;

2) кварц составляет 28—30% породы; 3) обыкновенная роговая обманка (угол cNg 19—20°) вместе с вторичным актинолитом составляет 10—12% породы. В количестве 1—2 зерен на шлиф присутствует ортоклаз. Вторичными минералами являются серицит и глинистые продукты распада по полевым шпатам и актинолит, замещающий первичную роговую обманку.

Огнейсованный плагиогранит с гранофировыми структурами отличается от свежего тем, что массивная текстура породы нарушается в связи с несколько неоднородным перераспределением темноцветного компонента; вместе с этим в породе появляются кварцевые прожилки. Под микроскопом прежде всего бросается в глаза перегруппировка и перекристаллизация кварца. Кварц образует жилки, выполняет трещины в породе и минералах; отдельные зерна кварца, разрастаясь, образуют закономерные вроски в плагиоклазе, при этом возникают гранофировые структуры. Вопросу формирования гранофировых структур при метаморфизме гранитоидов посвящена специальная статья автора [6]. Одновременно с перегруппировкой кварца в огнейсованных плагиогранитах полностью исчезают калиевые полевые шпаты, актинолит полностью замещает первичную роговую обманку, часть вещества темноцветных минералов из породы выносится, и порода несколько осветляется. Имеются все постепенные переходы от сравнительно свежих плагиогранитов к плагиограниту с гранофировыми структурами.

Постепенных переходов от огнейсованного гранита к следующему, более глубоко метаморфизованному члену ряда — кварц-альбитовому гнейсу — нет. Образование гнейса связано с полной перекристаллизацией минералов гранита. В результате возникает порода с бластмилло-

Таблица химических составов изверженных пород района нижнего

Название породы и № образца	Весовые проценты окислов												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	сумма
Кварцевый кератофир, обр. 1208	73,61	0,21	12,36	1,18	4,23	0,08	1,05	0,83	0,11	4,19	0,71	1,29	99,87
Кварцевый кератофир, обр. 30856	80,74	0,27	9,40	0,22	2,45	0,03	0,86	1,15	0,08	4,12	0,10	0,75	100,17
Кварцевый кератофир, обр. 1114	76,68	0,21	10,69	0,23	2,88	0,04	1,07	2,42	0,063	5,05	0,12	0,76	100,21
Микроплагиогранит-порфир, обр. 186	76,46	0,12	12,37	1,10	1,44	0,011	2,15	0,57	0,066	4,34	0,17	0,61	99,40
Сравнительно свежий плагиогранит, обр. 1120	71,48	0,46	15,32	0,23	1,58	0,01	2,40	1,12	0,066	5,31	0,6	0,83	99,41
Плагиогранит, обр. 78а	71,78	0,17	12,20	1,93	2,49	0,02	2,71	2,37	0,069	5,50	0,12	1,50	100,86
Плагиогранит, обр. 78б	73,06	0,22	12,97	2,35	2,02	0,01	1,72	0,80	0,069	5,48	0,17	0,67	99,54
Огнейсованный плагиогранит с гранофировыми структурами, обр. 3093а	74,50	0,28	14,04	0,55	1,30	0,01	1,65	0,71	0,096	6,57	0,09	0,46	100,31

нитовой структурой. Гнейс, в свою очередь, постепенно обогащаясь серицитом и мусковитом, при дальнейшем метаморфизме превращается в кристаллический сланец.

Гранитоиды сильно метаморфизованы, сравнительно свежие разновидности встречаются редко.

4.

В таблице приведены химические анализы трех образцов кварцевых кератофигов, одного образца микроплаггиогранит-порфира и четырех образцов плаггиогранитов. При сопоставлении анализов и результатов их пересчета по системе А. Н. Заварицкого (числовые характеристики также даны в таблице) бросается в глаза близкое совпадение химизма кварцевых кератофигов и гранитоидов. При нанесении результатов пересчета на диаграмму фигуративные точки ложатся в пределах одного компактного поля.

Для магматического комплекса в целом характерны:

1) тесная пространственная ассоциация приповерхностных и гипабиссальных тел гранитоидов с полями распространения кварцевых кератофигов;

2) большое постоянство минералогического и химического состава гранитоидов и кварцевых кератофигов в пределах всего района их распространения.

Близкие пространственные соотношения, идентичность химических составов, одинаковая степень метаморфизма, наличие обломков кварцевых кератофигов в конгломератах перекрывающей породы комплекса песчано-сланцевой толщи — другими словами, тесная ассоциация кварцевых кератофигов и гранитоидов позволяет довольно точно опре-

течения р. Б. Анзас и результатов их пересчета по А. Н. Заварицкому

Числовые характеристики

s	a	c	b	Q	a/c	a'	c'	f'	m'	n	t	φ
79,48	9,71	1,23	9,58	+38,31	7,9	37,16	—	49,32	13,51	90,66	0,24	9,1
85,26	8,54	0,95	5,25	+52,49	8,9	22,9	—	43,37	33,73	98,51	0,29	2,41
81,26	10,47	1,20	7,05	+40,4	8,7	6,3	—	39,63	54,05	98,78	0,23	2,7
83,32	9,35	2,48	4,84	+45,47	3,8	32,43	—	48,64	18,91	97,9	0,08	18,9
79,46	12,09	2,86	5,58	+31,9	4,2	38,1	—	29,76	32,14	93,0	0,73	2,4
77,64	11,66	1,95	8,75	+30,01	5,9	—	13,33	43,7	42,96	98,9	0,25	17,77
79,41	11,79	1,95	6,84	+33,3	5,0	11,42	—	69,52	19,04	98,34	0,24	27,61
81,68	13,98	1,90	2,43	+33,5	7,3	10,81	—	67,56	21,62	99,06	0,32	18,9

делить возрастное и структурно-тектоническое положение описываемого комплекса в схеме общего геологического строения Западного Саяна.

Возраст комплекса соответствует возрасту эффузивно-сланцевой толщи, им сложенной и являющейся вмещающей для интрузивных пород комплекса. То есть, если придерживаться взглядов А. Г. Сивова, возраст комплекса соответствует нижней части чингинской формации — $Ст_1^2$. Если придерживаться взглядов Г. Г. Семенова, то возраст комплекса нужно считать соответствующим нижнемонокской свите — $Ст_1^1$ пп.

Структурно-тектоническое положение комплекса характеризуется тем, что эффузивная его часть является типичным представителем спилито-кератофировой формации, а интрузивная часть относится к габбро-плагногранитной формации по Ю. А. Кузнецову [1, 2]. В этом отношении гранитоиды комплекса полностью соответствуют широко известным в Западном Саяне Маинской и Сейской интрузиям. Более того, если придерживаться стратиграфических взглядов Г. Г. Семенова, названные интрузии и гранитоиды Тараскыра — одновозрастны. Если же придерживаться стратиграфических взглядов А. Г. Сивова, то тараскырские гранитоиды, имеющие нижнекембрийский возраст, являются структурным подобием более молодых, среднекембрийских, гранитоидов Маинской интрузии.

Фация главной массы интрузивных тел тараскырских гранитоидов, залегающих в альбит-актинолитовых сланцах эффузивно-сланцевой толщи, соответствует гипабиссальной фации глубинности по классификации Ю. А. Кузнецова. Фация мелких порфировидных и эффузивно-подобных тел гранитоидов, залегающих в кварцевых кератофирах, соответствует приповерхностной фации глубинности по той же классификации [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов Ю. А. Магматические формации. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1958.
2. Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. Междунар. геол. конгр., XXI сесс., докл. сов. геологов, 1960.
3. Кузнецов Ю. А. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, изд-во АН Каз. ССР, 1960.
4. Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна. Изв. Томского политехнического ин-та, т. 74, вып. 2, 1953.
5. Смышляев В. Н. Геологическое строение Маинской плагногранитной интрузии (Западный Саян). Изв. Томского политехн. ин-та, вып. 93, 1958.
6. Халфин С. Л. О природе гранофировых структур тараскырских гранитоидов в Западном Саяне. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. 3, 1961.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РАЙОНА ТАЯТ-ТАБРАТСКОЙ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(*Восточный Саян*)

Северо-западная часть Восточного Саяна (на стыке его с Западным Саяном), включающая Таят-Табратский район, очень интересна и перспективна в отношении эндогенных магнетитовых месторождений. Известная здесь Ирбинско-Краснокаменная группа, уже готовых к эксплуатации месторождений, генетически связана с достаточно хорошо изученными граносиенитовыми интрузиями ирбинско-краснокаменского комплекса. В последние годы в этом районе выявлены новые магнетитовые месторождения (Таят-Табратская группа), обнаруживающие связь с более основными, диоритовыми и габбро-диоритовыми интрузиями, в петрологическом отношении совершенно не изученными. Предпринятые нами исследования магматических образований района Таят-Табратской группы месторождений позволили детально изучить этот новый своеобразный тип железоносных интрузий, представляющих, как нам кажется, удачный пример габбро-диорит-гранодиоритовой формации по Ю. А. Кузнецову [7, 8].

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА

Таят-Табратский район расположен в междуречье Казыра и Кизира в центральной части Сисимского, или, иначе, Кизир-Казырского, синклинория.

В геологическом строении района принимают участие нижнекембрийские геосинклинальные осадки и более молодые вулканогенные и интрузивные образования (рис. 1).

Нижнекембрийские отложения, представленные балахтисонской и осиновской свитами, сложно дислоцированы, господствующее простирание складчатости северо-восточное, совпадающее с общей структурой района. Балахтисонская свита сложена в районе р. Табрата преимущественно карбонатными осадками: светло- и темно-серыми, массивными, реже слоистыми известняками, несущими иногда маломощные кремнистые прослои, и массивными молочно-белыми мраморами, преобладающими в рудном поле Табратского месторождения, вблизи северного контакта Хабалыкского диоритового массива. В северо-восточной части планшета в бассейне рек Канатика и Таята разрез балахтисонской свиты существенно меняется в сторону возрастания роли терригенных осадков, представленных алевролитами, песчаниками и конгломератами. Осиновская свита, постепенно сменяющая вверх по разрезу балахтисонскую, отличается постоянным присутствием среди обломочных по-

- | | | | | | |
|---|---|---|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |



род туфогенных разностей: туфопесчаников и туфоконгломератов. В соседних районах в ее составе отмечаются горизонты эффузивов кислого и среднего состава.

Сложно дислоцированные отложения балахтисонской и осиновской свит нарушены серией дизъюнктивов, объединяемых нами в Таят-Табратскую зону нарушений. Таят-Табратская зона, имеющая региональное значение, прослеживается в северо-восточном направлении на десятки километров от Табратских болот, через Таятское и Покровское месторождение далеко за пределы нашего района. К ней приурочены вулканогенные отложения кизирской (витебковской) свиты и многочисленные интрузии габбро-диорит-гранодиоритового состава. Впоследствии эта зона, вероятно, подновлялась, в результате чего были нарушены, правда, в значительно меньшей степени, кизирские эффузивы и интрузивные образования.

Кизирская свита ложится на нижнекембрийские отложения с резким угловым несогласием, отмечаемым буквально всеми исследователями. Ею выполнена пологая брахисинклинал, наложенная на складчатые структуры нижнего кембрия. Если следовать стратиграфической схеме Д. И. Мусатова [10], то надо ожидать значительный перерыв между отложениями балахтисонской и осиновской свит, с одной стороны, и эффузивами кизирской свиты — с другой, так как в данном случае полностью выпадает из разреза характерная для других районов терригенно-осадочная по составу и среднекембрийская по возрасту моисеевская свита. Возраст кизирской свиты, по данным большинства исследователей, — средний — верхний кембрий, хотя в последнее время появились указания на возможно более молодой их возраст — кембрийско-ордовикский (А. Д. Шелковников) и даже силурийский (В. М. Чаиркин).

В Таят-Табратском районе кизирская свита имеет устойчивый вулканогенный характер. Она сложена почти исключительно основными эффузивами (диабазами, диабазовыми и лабрадоровыми порфиритами) и соответствующего состава лавобрекчиями и туфами. Преобладают диабазы и диабазовые порфириты. Для них, как правило, характерно порфиоровое или порфиоровидное строение. Вкрапленники представлены в значительной мере разложенным зональным плагиоклазом: № 64—78 — в центре и № 8—10 — в краях зерен, реже встречаются замещающиеся актинолитом вкрапленники клинопироксена и обыкновенной роговой обманки. Основная масса — диабазовая или интерсертальная, микролитовый плагиоклаз основной массы иногда замещается альбитом. Некоторые разности диабазов содержат в основной массе единичные зерна кварца.

Лабрадоровые порфириты, покровы которых встречаются в районе оз. Ефимовского, отличаются большей степенью свежести и ярче выраженной порфиоровой структурой, на долю порфиоровых выделений иногда приходится 30—40% объема пород. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, меняющимся по составу от № 70—80 в

Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Таят-Табратской группы железорудных месторождений (составили Г. В. Поляков и Г. С. Федосев):

1 — вулканогенные отложения, кизирская свита ($См_2$ — $См_3$); 2 — нижнекембрийские осадочные отложения, балахтисонская и осиновская свиты ($См_1$); Канатикская габбронная интрузия; 3 — лейкократские габбро, габбро-нориты, габбро-диориты и диориты, 4 — меланократовые оливиновые и роговообманковые габбро; интрузии Таят-Табратской зоны; 5 — диорит-порфириты и лампрофиты, 6 — граносениты, 7 — гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты, 8 — кварцсодержащие диориты и габбро-диориты, 9 — бескварцевые габбро-диориты и габбро; 10 — метасоматически измененные породы рудных полей: I — Табратское месторождение, II — Таятское месторождение, III — Покровский участок; 11 — ороговикование, 12 — дизъюнктивные нарушения и зоны дробления.

центре зерен до № 15—20 в краях, и реже — актинолитизированным пироксеном, близким по оптическим свойствам к салит-авгитам. Основная масса интерсертальная и пилотакситовая, значительным развитием в основной массе пользуются актинолит и тонко рассеянный магнетит.

Лавобрекчии и туфы обладают ограниченным распространением, встречаясь главным образом на северных склонах горы Ефимки. Состав их аналогичен диабазам и лабрадорovým порфиритам. В обломках устанавливаются те же диабазы и лабрадорové порфириды, но несколько более основные и меланократовые, чем связующая их масса.

В соседних районах, за пределами нашего планшета, в составе кизирской свиты отмечаются также средние, андезитового состава, эффузивы [19].

По химическому составу свежие разности эффузивов кизирской свиты (анализы 8 и 17, см. таблицу, рис. 2) наиболее близки к плато-базальтам и нормальным габбро по Р. Дэли, отличаясь от диабазов относительно высокими содержаниями анортитовой извести и пониженной щелочностью ($a : c = 0,8$). В этом проявляется их сходство с интрузивными и прежде всего с дайковыми породами Таят-Табратской зоны. Наиболее измененные разности (анализ 7) обладают химизмом, обычным для диабазов.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Все интрузии района подразделяются нами на две группы: 1) разнообразные, преимущественно средние по составу интрузии Таят-Табратской зоны и 2) Канатикская интрузия габбро. В правобережье р. Табрата, за пределами изученного планшета известна еще одна, типично гранитная, интрузия горы Сухой, которая, судя по всему, относится к значительно более молодому, возможно джойскому, комплексу гранитов и в настоящей работе нами не рассматривается.

К первой группе относится несколько разновременных, но сходных по составу интрузий: габбро-диоритовая, интрузия диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов и существенно дайковая интрузия диоритовых порфиритов и лампрофиров. Все интрузии сопровождаются большим количеством средних и основных по составу даек, представляющих весьма своеобразную особенность интрузий Таят-Табратской зоны.

1. Габбро-диоритовая интрузия

Габбро-диоритовая интрузия является наиболее ранней. Она представлена небольшими штокообразными телами и дайками, развитыми в северо-восточной части планшета в районе Таятского и Покровского месторождений. Слагающие эту интрузию породы очень похожи по особенностям минерального состава и химизму на эффузивы кизирской свиты. Интрузия близка по времени проявления кизирским эффузивам, являясь, судя по всему, глубинным их эквивалентом.

Породы габбро-диоритовой интрузии, несколько изменяясь по составу, в целом близки по основности к габбро. Для них характерна субофитовая структура, легко обнаруживающаяся даже невооруженным глазом. Под микроскопом устанавливаются признаки пойкилофитовой структуры. Наиболее типичные разности габбро-диоритов сложены на 60—65% плагиоклазом и на 30—40% цветными минералами, 1—4% составляют аксессуарные минералы апатит и магнетит. Плагиоклаз зональный, меняющийся по составу от олигоклаза в краях зерен

Таблица химических анализов магматических пород Талтского месторождения

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	48,50	48,14	49,50	51,16	55,28	70,17	48,54	48,12	67,36	68,92	54,80	54,96	68,80	46,42	50,00	51,38	48,74
TiO ₂	0,80	0,92	1,62	1,02	0,94	0,63	0,61	0,80	0,70	0,72	0,92	0,84	0,68	0,98	0,73	2,10	0,84
Al ₂ O ₃	14,50	17,00	14,84	14,80	15,48	13,35	18,14	14,89	14,29	13,43	18,73	19,02	13,84	16,08	21,22	17,11	17,48
Fe ₂ O ₃	2,14	5,03	6,23	4,55	2,80	2,01	4,74	2,88	1,88	1,61	2,38	3,19	2,74	3,14	2,41	2,68	5,41
FeO	8,33	7,10	8,69	9,12	7,18	3,18	8,77	8,55	4,01	4,67	6,86	5,32	3,79	9,77	6,65	5,60	5,65
MnO	0,11	0,12	0,14	0,18	0,13	0,06	0,09	0,18	—	0,08	0,14	0,12	0,19	0,11	0,11	0,18	0,14
CaO	8,86	10,53	9,10	9,47	7,70	3,22	7,48	9,93	4,37	3,60	8,38	8,42	3,55	11,25	11,92	10,76	9,97
MgO	11,10	7,05	5,23	4,47	4,68	1,06	4,67	8,48	0,93	0,61	2,01	3,05	0,66	7,03	1,97	5,25	6,76
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,108	0,14	—	—	0,20	—	0,216
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	Сл.	—	0,051	0,031	0,022	Сл.
Na ₂ O	2,57	2,76	3,93	2,77	3,84	5,68	3,96	2,46	5,07	3,54	3,65	3,83	5,56	2,26	2,48	3,59	2,84
K ₂ O	0,34	0,29	0,38	1,05	0,30	0,11	0,81	0,34	0,35	2,72	0,60	0,21	0,16	0,32	0,43	0,26	0,30
п. п. п.	0,93	1,54	0,93	1,58	1,04	0,35	2,23	4,47	0,87	0,94	1,44	1,29	0,42	2,40	1,29	0,87	1,36
Сумма	100,18	100,48	100,59	100,17	99,37	99,82	100,07	101,10	99,83	100,84	100,01	100,39	100,39	99,81	99,44	99,80	100,70

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>																	
a	5,9	6,6	9,2	7,6	8,9	12,2	10,5	6,1	11,4	11,4	9,3	9,1	12,0	5,5	6,6	8,3	6,8
c	6,7	8,4	5,3	6,3	6,1	2,5	7,6	7,1	3,7	3,1	8,7	8,9	3,0	8,5	12,5	7,6	8,6
b	32,8	28,2	28,0	25,9	20,9	7,5	23,2	30,5	8,3	8,1	14,8	15,7	8,0	30,5	16,6	22,5	26,8
s	55,2	56,8	57,5	60,2	64,1	77,8	58,7	56,3	76,6	77,4	67,2	66,3	77,0	55,5	64,3	61,6	57,8
f'	29,7	39,8	48,3	49,6	44,6	60,2	55,7	35,1	63,4	81,0	60,6	52,7	72,3	40,5	56,0	34,3	42,0
m'	57,6	43,5	31,3	29,5	38,7	23,0	35,6	47,8	17,9	12,4	24,6	34,7	13,4	40,5	22,0	40,2	43,8
c'	12,6	16,7	20,4	20,9	16,7	16,8	8,7	17,1	18,7	6,6	14,8	12,6	14,3	19,0	22,0	25,5	14,2
n	92	94	94	80	94	98	88	92	96	66	90	96	98	92	90	96	94
t	1,2	1,3	2,4	1,5	1,2	0,6	0,9	1,2	0,8	0,8	1,2	1,0	0,7	1,5	1,1	2,8	1,2
φ	5,4	15,4	18,9	15,0	11,3	21,2	17,9	7,7	17,9	26,4	13,8	18,0	28,5	9,2	13,8	9,9	17,8
Q	-8,1	-8,0	-8,7	-1,8	+4,3	+28,7	-11,2	-6,7	+26,7	+28,9	+7,1	+5,5	+27,0	-7,9	+2,9	-1,0	-6,6
a/c	0,88	0,78	1,7	1,2	1,45	4,9	1,4	0,85	3,4	3,7	1,1	1,0	4,0	0,65	0,53	1,1	0,8

1 — порфировидный габбро-диабаз, рудное поле Таятского месторождения; 2 — габбро-диабаз, пострудная дайка, Таятское месторождение; 3 — диабаз: дайка, рудное поле Таятского месторождения; 4 — лабрадоровый порфирит, дайка, рудное поле Таятского месторождения; 5 — габбро-диорит, Таятское месторождение; 6 — альбитит, дайка, рудное поле Таятского месторождения; 7 — диабазовый порфирит кизирской свиты, левый борт р. Рудного, Таятское месторождение; 8 — диабаз кизирской свиты, левый борт р. Рудного; 9 — плагиогранит, Таятский интрузив; 10 — гранодиорит, Таятский интрузив; 11 — диорит, Таятский интрузив; 12 — диорит, Таятский интрузив; 13 — альбитит, дайка, рудное поле Таятского месторождения; 14 — микродиабаз, пострудная дайка, Таятское месторождение; 15 — лабрадоровый порфирит, рудное поле Таятского месторождения; 16 — габбро-диорит, Таятское месторождение; 17 — лавобрекчия диабазы, кизирская свита, рудное поле Таятского месторождения.

Все анализы выполнены в химической лаборатории Красноярского геологического управления.

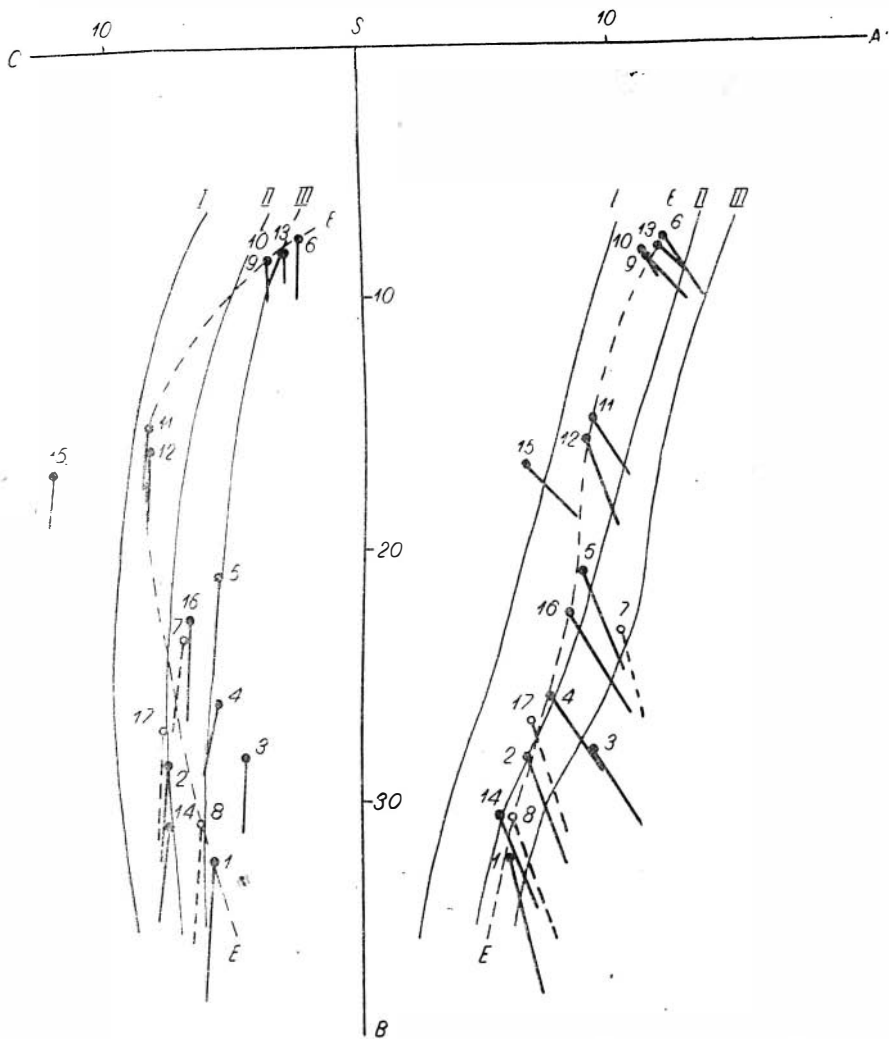


Рис. 2. Диаграмма химических составов магматических пород Тятского месторождения. Сплошные векторы — интрузивные породы, штриховые векторы — эффузивы кизирской свиты; номера векторов соответствуют номерам анализов в таблице. Вариационные линии естественных вулканогенных серий (по А. Н. Заварицкому):
 I — тип Мон-Пеле. II — тип Лассен-Пик, III — тип Сан-Франциско.

до битовнита (№ 70—80) в центре. Цветные минералы представлены салит-авгитом, бурой роговой обманкой, приближающейся по оптическим свойствам к куммингтониту ($Ng=1,681$; $Np=1,655$; $cNg=20^\circ$; $2V=-85^\circ$), и буро-зеленой роговой обманкой, обладающей необычным сочетанием малых значений угла оптических осей и cNg ($2V=60-65^\circ$; $cNg=14^\circ$). Пироксен и роговые обманки замещаются, нередко полностью вытесняясь, светло-зеленым актинолитом, также обладающим необычно малым для актинолитов углом оптических осей ($-2V=70-75^\circ$; $Ng=1,657$; $Np=1,631$).

В дайках рудного поля Таятского месторождения часто встречаются порфировидные разности габбро-диоритов, близкие по структуре к габбро-диабазам. Они обладают, по существу, тем же составом, что и нормальные габбро-диориты, отличаясь лишь несколько большим количеством темноцветных минералов, содержание которых иногда достигает 45%.

Общими характерными особенностями габбро-диоритов и их порфировидных разностей являются относительно высокое содержание в них темноцветных минералов, отчетливо выраженная офитовая структура, практически полное отсутствие первичномагматического кварца и относительно высокая основность плагиоклазов, достигающих в центральных частях зерен состава битовнита.

По химическому составу породы габбро-диоритовой интрузии наиболее близки к габбро. Разнозернистые габбро-диориты (анализы 5 и 16, см. таблицу, рис. 2) отличаются от нормальных габбро заметно большим содержанием кремнезема, приближаясь к кварцевым габбро. Порфировидные разности (анализ 1) характеризуются высоким значением характеристики b и низким — отношения $a:c$, что вполне отвечает особенностям их минерального состава (меланократовость и высокая основность плагиоклаза).

В рудном поле Таятского месторождения породы габбро-диоритовой интрузии подвергаются интенсивным метасоматическим изменениям — альбитизации, скаполитизации и оруденению.

Возможно, к этой же интрузии следует относить охарактеризованные ниже в составе следующей диоритовой интрузии некоторые дайки диабазов, габбро-диорит-порфиритов, а возможно, и пироксеновых порфиритов Таятского месторождения. Эти дайки по составу слагающих их пород более близки к диоритовой интрузии, однако они ей предшествовали и так же, как габбро-диориты, подвергались в рудном поле Таятского месторождения интенсивным метасоматическим изменениям и оруденению.

2. Диоритовая интрузия

Диоритовая интрузия пользуется наиболее широким развитием. Она представлена крупным, более 30 км² в плане, Хабалькским массивом и серией небольших интрузивов устья р. Канатика, Таятского и Покровского участков. Все интрузивы располагаются цепочкой в северо-восточном направлении согласно распространению Таят-Табратской зоны нарушений. Интрузия отчетливо прорывает отложения балахтинской, осиновской и кизирской свит, а также ранее охарактеризованную габбро-диоритовую интрузию. В районе Табрятского месторождения среди кварцевых диоритов часто встречаются ксенолиты кизирских эффузивов, габбро-диоритов, габбро-диорит-порфиритов и пироксеновых порфиритов.

Породы, слагающие диоритовую интрузию, варьируют по составу от лейкократовых кварцевых диоритов до меланократовых кварцсодержащих габбро-диоритов, приближающихся иногда к габбро. Лейкократовые разности встречаются на участках, инъецированных более поздней гранодиоритовой интрузией, и несут обычно признаки окварцевания и калишпатизации. Габбро-диориты развиты в эндоконтактных частях интрузивов, насыщенных ксенолитами более основных пород кизирской свиты и ранней интрузии габбро, и имеют, вероятно, гибридное происхождение.

Наиболее типичные диориты обладают серой окраской и среднезернистым строением, иногда в них улавливается планпараллельная ориентировка плагиоклазов, придающая им трахитоидный облик. Микроструктура диоритовая, с элементами пойкилитовой и офитовой.

Количественно-минералогический состав сравнительно прост, характеризуется следующими содержаниями минералов: плагиоклаз — 60—65%, цветные минералы (пироксен и амфибол) — 25—30%, кварц — около 10%, акцессорные минералы (апатит и магнетит) — 1%.

Плагиоклазы резко зональные, меняющиеся по составу от № 25—30 в краях до № 50—60 в центре зерен. В меланократовых кварцсодержащих габбро-диоритах северо-восточной, обращенной к месторождению окраины Таятского массива встречаются зерна плагиоклаза с ядрами битовнитового состава.

Среди цветных минералов преобладают амфиболы, при подчиненной роли клинопироксена салит-авгитового состава. Амфиболы представлены буро-зеленой роговой обманкой, аналогичной по оптическим свойствам ($N_g=1,681$; $N_p=1,660$; $cNg=15^\circ$; $2V=-60^\circ$) роговым обманкам габбро-диоритовой интрузии. Буро-зеленая роговая обманка и пироксен замещаются актинолитом.

Довольно часто диориты, подвергаясь более поздней плагиогранитной и гранодиоритовой инъекции, существенно меняются по составу и облику. Возникающие при этом породы обладают пятнистой окраской и неоднородным такситовым сложением: на фоне лейкократовой гранодиоритового состава и строения массы выделяются более темные участки (пятна), представляющие реликты глубоко измененных, амфиболитизированных диоритов. Такие разности подобны по внешнему виду типичным гибридным породам.

По химическому составу измененные разности диоритов (анализы 11 и 12, см. таблицу, рис. 2) отвечают нормальным диоритам по Р. Дэли, отличаясь меньшим значением отношения $a:c$, что свидетельствует о более высокой основности этих пород, сближающей их с габбро.

Диоритовая интрузия сопровождается большим количеством даек, встречающихся либо внутри диоритовых массивов, либо во вмещающих их породах и особенно обильно — в рудных полях месторождений. Среди даек, обнаруживающих связь с диоритовой интрузией, устанавливаются следующие разновидности.

1. Дайки порфириовидных габбро-диоритов особенно часто встречаются в Хабалыкском массиве. Они обладают значительными размерами (до 10—20 м мощностью) и сложены хорошо раскристаллизованными, порфириовидного строения породами, близкими по составу к меланократовым разностям хабалыкских диоритов, отличаясь ясно выраженной офитовой структурой, более высокой основностью плагиоклазов (№ 60—70 — во вкрапленниках и № 40—45 — в основной массе) и меньшим количеством кварца (около 5%). Цветные минералы, содержание которых достигает 40%, представлены преимущественно актинолитом.

2. Диабазовые дайки пользуются широким развитием как внутри диоритовых интрузивов, так и за их пределами.

Различаются две группы диабазовых даек. Одна из них представлена относительно крупными дайками, сложенными хорошо раскристаллизованными разностями, напоминающими габбро-диабазы. Они близки по составу к порфиридовым габбро-диоритам, отличаясь мелкозернистым строением и резче выраженной офитовой структурой.

Во вторую группу входят небольшие по размерам дайки, сложенные весьма своеобразными диабазами, существенно отличающимися от предыдущих. Для них характерна резко выраженная пойкилосубофитовая структура. Основная масса сложена крупными плотно соприкасающимися зернами зеленого амфибола ($Ng=1,674$, $cNg=19^\circ$; $2V=-76^\circ$), образующими однородный плотный базис, переполненный более мелкими идиоморфными табличками основного плагиоклаза (№ 55—65). Соотношение амфибола и плагиоклаза 1 : 1. Характерно почти полное отсутствие рудных минералов и кварца.

Наконец, встречаются диабазы, обладающие типичной офитовой структурой и содержащие в качестве темноцветного минерала пироксен, близкий по оптическим свойствам к авгиту.

3. Дайки лабрадорских порфиритов пользуются в районе широким развитием, концентрируясь в Таят-Табратской зоне. Создается впечатление, что они проявлялись дважды. Главная масса даек лабрадорских порфиритов формировалась после диоритовой, но несколько раньше следующей гранодиоритовой интрузии. Вместе с тем в районе Табрата (оз. Щучье) встречаются дайки лабрадорских порфиритов, прорывающие лейкократовые кварцевые диориты, принадлежащие к гранодиоритовой интрузии.

Лабрадорские порфириты характеризуются постоянным обликом и составом. Внешне это темные, зеленовато-серые, иногда черно-серые породы с ярко выраженной порфириковой структурой. Вкрапленники представлены крупными рельефно выступающими матово-белыми лейстами плагиоклаза, длина которых колеблется от 5 до 15 мм, достигая в отдельных случаях 25—30 мм. Основная масса мелкозернистая, плотная, иногда афанитовая, сложена на 50—65% различными по размерам (0,2—0,5 мм длиной) лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены изометричными зернами актинолита, напоминающими по форме пироксен, и рудным минералом (магнетит), содержание которого колеблется от 1 до 5%. Иногда в основной массе и во вкрапленниках устанавливаются реликты авгита. Плагиоклаз меняется по составу от № 45—50 в основной массе до № 60—65 во вкрапленниках.

Химический состав лабрадорских порфиритов существенно меняется в зависимости от количества в них плагиоклазовых вкрапленников. Лабрадорские порфириты, богатые вкрапленниками, содержание которых достигает 30%, близки по химизму к анортозитовым габбро (анализ 15, см. таблицу, рис. 2). Более меланократовые разности с меньшим количеством вкрапленников занимают по химическому составу (анализ 4) промежуточное положение между диабазами и долеритами, отличаясь меньшим значением отношения $a : c$.

4. В рудном поле Таятского месторождения широким развитием пользуются небольшие по размерам штокообразные и дайковые тела габбро-диорит-порфиритов и пироксеновых порфиритов, близких по составу к породам диоритовой интрузии. Однако формировались эти тела до диоритовой интрузии, так как слагающие их породы встречаются в ксенолитах среди диоритов северо-восточной окраины Таятского интрузива.

Габбро-диорит-порфиры обладают светло-серой, слегка зеленовато-голубой окраской и отчетливо выраженной порфировой, нередко гломеро-порфировой структурой. В порфириковых выделениях встречаются зональный плагиоклаз (№ 65—70 — в центре до № 20 — в краях зерен) и зеленый амфибол, обладающий характерным для пород диоритовой и габбро-диоритовой интрузий сочетанием малого угла оптических осей ($2V = -66^\circ$) с небольшим углом угасания ($cNg = 16^\circ$). Основная масса тонкозернистая, субофитовая, сложена мелкими (до 1 мм длиной) лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены актинолитом с реликтами клинопироксена, близкого к авгиту, и рудной (магнетитовой) мелочью.

Пироксеновые порфиры отличаются от всех остальных дайковых пород тем, что в них наряду с основным плагиоклазом (№ 65—70) в порфириковых выделениях и в основной массе присутствует хорошо сохранившийся пироксен салит-авгитового состава ($Ng = 1,712$; $Np = 1,684$; $2V = 56^\circ$; $cNg = 45^\circ$). Основная масса, близкая по структуре к интерсертальной, сложена закономерно ориентированными микролитами плагиоклаза и мелкими изометричными зёрнами пироксена.

Дайки, связанные с диоритовой интрузией, подвергаются в рудных полях различным по своей интенсивности изменениям. Наиболее интенсивно изменяются дайки габбро-диорит-порфиритов и пироксеновых порфиритов, предшествующие диоритам. В рудном поле Таятского месторождения они подвергаются интенсивной альбитизации, скаполитизации и оруденению. Дайки диабазов и лабрадоровых порфиритов Таятского рудного поля изменяются слабо, однако и в них устанавливаются признаки скаполитизации и оруденения, а на Табрятском месторождении все руды и сопровождающие их изменения накладываются на дайки диабазов и лабрадоровых порфиритов, секущих Хабалыкский диоритовый массив.

3. Интрузия кварцевых диоритов, гранодиоритов и граносиенитов

В районе Таят-Табратской группы железорудных месторождений имела место кислая интрузия, проявившаяся позднее диоритовой в виде небольших по размерам штокообразных интрузивных тел, локализованных в Таят-Табратской зоне нарушений. Инъекции кислого расплава подвержены все диоритовые массивы, включая принадлежащие к ним дайки, причем наиболее активно инъецированы эти массивы и вмещающие их породы в приконтактных частях. В местах наиболее обильной инъекции широким развитием пользуются пестрые по составу и облику гибридные породы.

Представляющие эту интрузию породы имеют ясно выраженный плагиогранитный уклон. Среди них выделяются две группы пород, слагающие различные, изолированные друг от друга интрузивные тела: 1) кварцевые диориты и гранодиориты и 2) лейкократовые розовые граносиениты, приближающиеся по составу к трондьемитам.

Кварцевыми диоритами и гранодиоритами сложены Таятский интрузив, два небольших штокообразных тела в районе Табрятского месторождения и целый ряд более мелких инъекционных тел, встречающихся в Хабалыкском массиве.

Крайними, наиболее кислыми представителями пород этой группы являются гранодиориты, имеющие в общем весьма скромное значение. Количественно-минералогический состав характеризуется следующими содержаниями: плагиоклаз — 40—45%, калишпат — 20—25%, кварц — около 20%, амфибол — 10—15%, акцессорные минералы (апатит, цир-

кон и магнетит) — менее 1%. Микроструктура гранитовая, на отдельных участках близкая к диоритовой.

Плагиоклаз характеризуется резко выраженным зональным строением и в целом более высокой, чем в нормальных гранитах, основностью (№ 55—60 в центре зерен и № 20 в краях). Калишпат представлен микроклин-пертитом, вступающим иногда в микропегматитовые срастания с кварцем. Первичный, буро-зеленый амфибол обладает свойствами амфиболов, типичных для охарактеризованных выше пород диоритовой и габбро-диоритовой интрузий ($Ng=1,689$; $Np=1,669$; $cNg=14-15^\circ$; $2V=-65^\circ$). Обычно он замещается актинолитом. Изредка встречаются отдельные мелкие чешуйки бурого биотита.

Характерной особенностью гранодиоритов являются значительные колебания содержания в них калишпата, при общем подчиненном его значении. В итоге большая часть пород, принадлежащих к этой интрузии, отвечает по составу кварцевым диоритам, а наиболее богатые кварцем разности — плагиогранитам. В кварцевых диоритах наряду с амфиболом иногда встречается клинопироксен салит-авгитового состава.

Химизм гранодиоритов и кварцевых диоритов хорошо отображает особенности их минерального состава. Первые (анализ 10, см. таблицу, рис. 2) отвечают по химизму гранодиоритам по Р. Дэли, вторые (анализ 9) — кварцевым диоритам. В обоих случаях, особенно во втором, в составе щелочей доминирует натрий, что сближает эти породы с тронддьемитами.

Граносиениты распространены преимущественно в районе Табратского месторождения, где ими сложены три небольших по размерам интрузивных тела, разделенных долиной р. Безымянной. Кроме того, мелкие инъекционные тела граносиенитов встречаются внутри Хабальского массива.

Граносиениты отличаются от охарактеризованных выше гранодиоритов более мелкозернистым строением, светлой, обычно розоватой окраской, широким развитием гранофировых структур и заметно большим количеством калишпата.

Минеральный состав граносиенитов прост и однообразен. Они состоят из плагиоклаза (около 30%), микропегматита (55—65%) и кварца (5—10%), в отдельных зернах и скоплениях встречается хлорит, замещающий амфибол и биотит, в некоторых образцах содержание темноцветных минералов достигает 8%. Плагиоклаз зональный — № 50 в центре и № 15—20 в краях зерен. Кроме того, значительным развитием пользуется буроватый однородный плагиоклаз альбитового состава (№ 5—10). Создается впечатление, что этот плагиоклаз образуется в результате альбитизации зонального. Калиевый полевой шпат представлен тонко пертитизированным микроклином, образующим с кварцем тонкие микропегматитовые срастания. Иногда в микропегматитах встречается альбит, образующийся, очевидно, при альбитизации микроклина. Среди граносиенитов встречаются разности, близкие по структуре и составу к охарактеризованным выше гранодиоритам.

В связи с интрузией гранодиоритов и кварцевых диоритов устанавливается три типа даек.

1. Наиболее близкими к гранодиоритам и кварцевым диоритам по составу и времени формирования являются дайки альбитит-порфироз, развитые вблизи Таятского массива и особенно в рудном поле Таятского месторождения. Судя по всему, они формировались одновременно и в прямой связи с гранодиоритовой интрузией, концентрируясь в экзоконтактах гранодиоритовых интрузивов.

Альбитит-порфиры очень своеобразны. Их своеобразие состоит в том, что многочисленные вкрапленники представлены отдельными минеральными зернами и главным образом скоплениями связанных между собой кристаллов плагиоклаза и пироксена, напоминающими мелкие реликтовые включения полнокристаллических основных пород. Под микроскопом отчетливо видно, что такие включения обладают призматическизернистой структурой и габбро-диоритовым составом. Они сложены слабо зональным плагиоклазом, основность которого достигает № 50, и уралитизированным салит-авгитом. Плагиоклаз обычно альбитизирован, в результате первичный зональный плагиоклаз перерождается в однородный мутный альбит № 5—10. Основная масса альбитит-порфиров сложена тонкими микролитами альбита, образующими иногда радиально-лучистые сферолиты, и мелкими изометричными зернами кварца. В сферолитах иногда встречаются тонкие срастания альбита с кварцем, напоминающие микропегматит. Кварц-альбитовая основная масса ведет себя агрессивно по отношению к вкрапленникам и полиминеральным включениям, разъедавая и порой дезинтегрируя их.

В общем при внимательном изучении альбитит-порфировых даек создается впечатление, что это результат внедрения по ослабленным трещиноватым зонам контаминированного на глубине (за счет более ранних габброидов) кислого расплава, более крупные внедрения которого образовали Таятское гранодиоритовое тело.

По химическому составу альбитит-порфиры подобны породам гранодиоритовой интрузии, почти в точности повторяя свойства плагиогранитов. Из средних типов горных пород по Р. Дэли они наиболее близки к трондьемитам, отличаясь меньшим значением анортитовой составляющей ($c=3$ против 3,6 в трондьемитах) и несколько меньшим количеством кремнезема (анализы 6 и 13, см. таблицу, рис. 2).

2. Дайки кварц-биотитовых диабазов встречаются преимущественно в рудных полях месторождений, где они отчетливо прорывают метасоматически измененные и оруденелые породы.

Среди гранодиоритов и кварцевых диоритов кварц-биотитовые диабазы обнаруживаются редко, но всегда в виде более поздних явно секущих дайковых тел.

Кварц-биотитовые диабазы отличаются высокой степенью свежести и афировым строением. Микроструктура субофитовая, промежутки между идиоморфными лейстами плагиоклаза выполнены синевато-зеленой роговой обманкой (более 20%), биотитом (до 10%), кварцем (около 5%) и магнетитом (1—4%). Плагиоклаз зональный, № 50 в центре и № 20 в краях зерен. Роговая обманка близка по свойствам к амфиболам ранее охарактеризованных пород ($2V=-80$; $cNg=16^\circ$). Биотит бурый, железистый, отвечающий по оптическим свойствам ($Nm=1,650$) лепидомеланам. Присутствие синевато-зеленоватой роговой обманки, принадлежащей, вероятно, к полущелочным амфиболам, и биотита свидетельствует о повышенной щелочности кварц-биотитовых диабазов.

3. Дайки микродиабазов отчетливо рассекают и гранодиоритовые тела, и скарново-рудные образования. Они характеризуются очень малыми (в пределах 1—2 м) мощностями и ветвящимися жильными формами.

Микродиабазы отличаются темной, черно-серой окраской и тонкозернистым, внешне афировым строением. Под микроскопом обнаруживается слабо выраженная порфирировая структура. Вкрапленники представлены мелкими (до 1 мм длиной) призмами основного, иногда слабо зонального плагиоклаза, достигающего по основности № 60. Основная масса иногда напоминает по строению микропайкилоофитовую.

Плагиоклаз основной массы отвечает по составу № 50—55, цветные минералы представлены авгитом и замещающим его актинолитом.

Свежие микродиабазы (анализ 14, см. таблицу, рис. 2) характеризуются высоким значением характеристики b и низким — отношения $a:c$ (0,65), приближаясь по этим признакам к пироксеновым лампрофирам (беербрахиту). Измененные разности (анализ 3) более близки по химизму к нормальным диабазам.

Отношение гранодиоритовой интрузии к магнетитовому оруденению не вполне ясно, так как непосредственно в рудных полях она не проявилась, если не считать даек, которые иногда ведут себя как пострудные. Вблизи рудных полей Таятского и Табратского месторождений породы гранодиоритовой интрузии подвергаются значительной альбитизации.

4. Интрузия диорит-порфиритов и лампрофиров

В районе Табратского месторождения широким развитием пользуется своеобразная интрузия диоритовых порфиритов и лампрофиров, являющаяся самым поздним проявлением интрузий Таят-Табратской зоны. Эта интрузия представлена небольшими по размерам дайкообразными телами и многочисленными типичными дайками субширотного простирания и пологого, преимущественно южного падения. Наиболее крупным является дайкообразное тело, прослеживающееся от Табратского месторождения в сторону Табратских болот на расстояние около 4 км при средней мощности 0,4 км. Диорит-порфиритовые и лампрофировые дайки отчетливо прорывают гранодиориты и рудные тела Табрата. В контактах наиболее крупных тел диорит-порфиритов с известняками и, в частности, в западных контактах Табратского тела встречаются массивные гранатовые скарны, лишённые каких-либо признаков магнетитового оруденения. Сами диорит-порфириты испытывают в эндоконтактах нередко значительную альбитизацию.

Породы, представляющие эту интрузию, легко узнаются по характерным игольчатым вкрапленникам темно-зеленого амфибола. По составу и строению основной массы они подразделяются на три типа.

1. Порфиroidные диорит-порфириты с призматическизернистой основной массой. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом (№ 55—60 в центре до № 20 в краях зерен) и бурой обыкновенной роговой обманкой ($Ng=1,676$; $Np=1,652$; $2V=78^\circ$; $cNg=16^\circ$). Основная масса сложена идиоморфными призмами зонального плагиоклаза и тонкими закономерно ориентированными иглами бурого амфибола, промежутки между которыми выполнены более мелкими ксеноморфными зернами кварца (около 10%). Количество роговой обманки меняется от 30 до 45%. Наиболее меланократовые разности почти полностью лишены кварца и приближаются по составу к спессартитам, а возможно, и к одинитам.

2. Афанитовые диорит-порфириты, слагающие маломощные дайки, отличаются более темной окраской и афанитовым строением основной массы. Основная масса сложена плотным «войлоком» микролитов плагиоклаза и тонких игл бурого амфибола, ориентированных в одном направлении. Состав вкрапленников аналогичен порфиroidным диорит-порфиритам. По основности плагиоклаза и количеству амфибола они также приближаются к спессартитам и одинитам.

3. Кварц-биотитовые диорит-порфириты характеризуются наиболее светлой, бурсвато-серой окраской. Порфиroidные выделения представлены зональным плагиоклазом и очень редко игольчатым амфиболом.

Основная масса сложена зональным плагиоклазом и бурым биотитом, содержание которого не превышает 20%. Заметно возрастает роль кварца, количество которого достигает 15%.

В целом интрузия диорит-порфиритов и лампрофиров, несмотря на все ее своеобразие, обнаруживает сходство в минеральном составе и структурном положении с другими интрузиями Таят-Табратской зоны.

5. Канатикский габброидный массив

Канатикский массив располагается в верховьях р. Канатика, южнее Таят-Табратской зоны нарушений. Площадь массива около 15 км², форма в плане — изометричная, строение неоднородное, характеризующееся чередованием (похожим на стратификацию) различных по составу и облику пород, обладающих, как правило, ярко выраженными план-параллельными (трахитоидными) текстурами. Массив располагается на границе отложений балахтисонской и кизирской свит и, вероятно, имеет форму межформационного интрузива.

В строении массива принимают участие лейкократовые габбро, габбро-нориты, кварцсодержащие нориты, габбро-диориты и пироксеновые диориты, связанные между собой постепенными переходами. Минеральный состав этих пород меняется, однако во всех случаях устанавливаются определенные черты сходства различных по составу пород.

Плагиоклазы меняются в широких пределах: от № 41—51 в габбро, норитах и лабрадоритах до № 25—40 в диоритах. Цветные минералы представлены слаботитанистым авгитом, гиперстеном, бурой и зеленой роговой обманкой и биотитом. Содержание авгита колеблется от 2—3% в норитах до 20% в габбро, гиперстена — от 1—2% в габбро до 17—22% в норитах, количество роговых обманок достигает в габбро-диоритах и роговообманковых габбро 30%. В некоторых образцах присутствуют кварц (до 5%) и единичные зерна калишпата. Акцессорные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом, апатитом и цирконом.

На отдельных участках, особенно в периферии массива, встречаются линзообразные, шпироподобные обособления, сложенные меланократовым оливиновым и роговообманковым габбро. Меланократовые разности отличаются более высокой основностью плагиоклазов (№ 65—75 в оливиновом и № 52—60 в роговообманковом габбро) и присутствием оливина, содержание которого в оливиновом габбро достигает 20%. В роговообманковом габбро встречается титанистый амфибол ($N_g = 1,693$; $N_p = 1,672$; $cNg = 15^\circ$; $-2V = -82^\circ$).

Дайковые породы, пользующиеся незначительным развитием, представлены долеритами, оливиновым микрогаббро и оливинсодержащими диабазами. Минеральный состав примерно такой же, как основных пород массива. Отличием служит более высокая основность плагиоклаза (№ 60—75), наличие оливина и отсутствие ромбического пироксена. В ряде мест Канатикский массив подвержен кислой (гранодиоритовой) инъекции неизвестного генезиса.

Канатикский массив активно воздействовал на вмещающие породы. Эффузивы кизирской свиты на контакте с массивом преобразуются в черно-серые амфибол-плагиоклазовые и диопсид-плагиоклазовые роговики, часто наследующие порфировую структуру исходных пород. Аргиллиты, сланцы и песчаники балахтисонской свиты не только оро-

виковываются, но и активно скарнируются. Скарны узловатые и полосчатые гранат-пироксенового состава, без каких-либо признаков магнетитовой минерализации. В центральной части массива встречаются ксенолиты, преобразованные в очень своеобразные оливин-пироксеновые и оливин-амфибол-плагноклазовые роговики, похожие на роговики, описанные В. Н. Довгалем [5] в контактах Узасского габбро-сиенитового массива (Кузнецкий Алатау).

В целом контактовый метаморфизм Канатикского массива существенно отличается от метаморфизма, связанного с рудоносными интрузиями Таят-Табратской зоны.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Имеющийся в нашем распоряжении материал по интрузивным образованиям Таят-Табратского района позволяет сделать некоторые пока предварительные выводы об их происхождении.

Из всех охарактеризованных выше интрузий четко обособляется Канатикская. По структурному положению, внутреннему строению и петрографическому составу она несколько напоминает дифференцированные габброидные интрузии хр. Крыжина (верховья Казыра), выделенные и обстоятельно описанные А. Д. Шелковниковым под названием казырского комплекса [17, 18]. Эта интрузия, представленная Канатикским массивом, пространственно обособлена, располагается в стороне от Таят-Табратской зоны нарушений, контролирующей размещение других интрузий. Породы, слагающие Канатикский массив, отличаются высокой степенью свежести, ясно выраженной трахитоидностью и своеобразным минеральным составом. Для них характерна в целом более высокая основность, широкое развитие ромбического пироксена и оливина, почти постоянное присутствие биотита, свидетельствующее о повышенной их щелочности, и высокая титанистость, выражающаяся в наличии среди клинопироксенов и роговых обманок титанистых разновидностей, а также в широком развитии среди аксессуарных минералов титаномагнетита и ильменита. Метаморфизм на контактах Канатикского массива существенно отличается от контактового метаморфизма, связанного с другими интрузиями Таят-Табратской зоны. В данном случае образуются высокотемпературные роговики и скарны, лишенные магнетитовой минерализации даже тогда, когда этот процесс захватывает благоприятные для формирования магнетитовых руд породы балахтинской свиты. Прямых взаимоотношений Канатикской интрузии с другими интрузиями района установить не удалось.

Весьма интересны и своеобразны интрузии Таят-Табратской зоны. Здесь выделяются три одновременные интрузии: наиболее ранняя интрузия габбро-диоритов и габбро-диабазов, интрузия кварцевых диоритов и гранодиоритов и, наконец, пострудный дайковый комплекс диоритовых порфиритов и лампрофиров. Первая интрузия очень близка по времени формирования, структурному положению и особенностям состава к эффузивам кизирской свиты и должна быть, вероятно, объединена с ними в один комплекс. Вторая несколько напоминает по вещественному составу известный в смежных районах ирбинско-краснокаменский комплекс граносиенитов, гранодиоритов и диоритов [13]. Д. В. Калинин, придерживающийся такого мнения, рассматривает ее в связи с девонскими эффузивами чиланской свиты, отложения которой картируются Ю. В. Шеломовым в верховьях р. Таята северо-восточней По-

кровского участка. Комплекс лампрофировых даек и малых диорит-порфириновых интрузий пока не находит себе аналогов.

Вместе с тем изложенные выше материалы позволяют высказать предположение о том, что все эти интрузии относятся к единому сложному и многофазному комплексу. Об этом свидетельствует следующее.

Размещение интрузий контролируется одной структурой, они локализируются в отчетливо выраженной Таят-Табратской зоне нарушений, следуя строго вдоль нее.

Породы рассматриваемых интрузий обнаруживают большое сходство в минеральном составе и химизме, предопределенное, вероятно, унаследованностью их свойств от исходной родоначальной магмы. Все они характеризуются выдержанным составом плагиоклазов, обладающих, как правило, зональным строением и достигающих в центральных частях зерен, даже в кислых гранитного состава породах, основности лабрадора (№ 50—60). Исключением являются наиболее ранние бескварцевые габбро-диориты, основности плагиоклаза в которых достигает битовнита (№ 70—80). С другой стороны, большинство пород, в том числе дайковые диабазы и диабазовые порфириты кизирской свиты, содержат в тех или иных количествах кварц. Общей особенностью является активная роль в составе главных породообразующих минералов амфиболов, свойства и состав которых достаточно выдержаны. Пироксены в большинстве случаев представлены салит-авгитом с одинаковыми оптическими свойствами. Сходство в минеральном составе пород наиболее ранней интрузии габбро-диоритов и последующей диоритовой интрузии приводит к тому, что их бывает очень трудно разделить. Отнесенные пород к той или другой группе часто производится в значительной мере условно, главным критерием при этом служит кварц, обычно отсутствующий в породах наиболее ранней интрузии. В целом интрузивные породы Таят-Табратской зоны, и в том числе кислые их представители, резко отличаются по минеральному составу от пород других интрузий района и, в частности, от нормальных гранитов массива горы Сухой, относящегося к типичным гранитоидным интрузиям.

Индивидуальность интрузивных пород Таят-Табратской зоны хорошо проявляется в их химизме. Габбро-диориты Таятского рудного поля, принадлежащие к первой, наиболее ранней интрузии, подобны диабазам и диабазовым порфиритам кизирской свиты, отличаясь от более поздних диоритов лишь несколько большим значением характеристики b . Основные дайковые породы, сопровождающие интрузии Таят-Табратской зоны, характеризуются несколько повышенным значением Q и низким значением отношения $a:c$, что свидетельствует о повышенных, сравнительно со средними типами пород, количествах кремнезема и анортитовой извести. В целом рассматриваемый комплекс пород отвечает по химизму крайним известково-щелочным сериям типа Пеле и Лассен-Пик. Об этом свидетельствуют и главные, и дополнительные их характеристики (см. таблицу). Вариационная линия (рис. 2) на обеих плоскостях заметно сдвинута влево, при этом ее проекция на плоскость ASB характеризуется очень малым наклоном к SB , а на плоскости CSB она круто выгнута влево, что свидетельствует о высоком содержании в породах полевошпатовой извести и о повышенной основности плагиоклазов. Векторы правой плоскости разворачиваются (при движении снизу вверх) против часовой стрелки, постепенно выполаживаясь, что указывает на закономерное изменение состава темноцветных минералов в сторону понижения их магнезиальности. Все это свойственно породам известково-щелочных андезит-базальтовых серий типа Пеле и Лассен-Пик.

Обращают на себя внимание геохимические особенности магматических пород Таят-Табратской зоны. Все они характеризуются повышенным содержанием элементов, свойственных преимущественно основным породам (Ti, V, Ni, Co, Cr). Причем это характерно и для крайних кислых пород таят-табратского комплекса, которые резко отличаются в этом от пород типичных гранитных интрузий района (массив горы Сухой), характеризующихся отсутствием перечисленных выше элементов и, напротив, присутствием ряда элементов (Nb, Sn, Be, Y, Zr, Rb, Pb), не обнаруженных в кислых породах Таят-Табратской зоны*. Очень показательными в этом отношении являются крайне низкие содержания в аксессуарном магнетите интрузивных (в том числе кислых) пород Таят-Табратской зоны германия. В. А. Вахрушев, сравнивая по этому признаку кислые породы разного генезиса, пришел к выводу, что такие содержания германия свойственны для дифференциатов основных магм.

Общность состава и происхождения интрузий Таят-Табратской зоны особенно хорошо выражена в сопровождающих их дайках. Дайки обильно проявились на всех этапах. Они обладают так же, как породы главных интрузий, сходным минеральным составом и близким химизмом. Своеобразие дайковых пород Таят-Табратской зоны состоит в том, что они все без исключения, начиная от самых ранних, связанных с габбро-диоритовой интрузией и кончая поздними лампрофировыми дайками, обладают высокой основностью, отвечая по составу габбро-диоритам и габбро. Основными дайками сопровождается и кислая интрузия гранодиоритов, тогда как характерные для нормальных гранитов аплиты и различные кислые порфиры во всех случаях отсутствуют. Это является убедительным доказательством происхождения всего комплекса от основной магмы.

Весь комплекс в целом по всем признакам отвечает габбро-диорит-гранодиоритовой формации (по Ю. А. Кузнецову [7, 8]). Он носит субвулканический характер, о чем свидетельствуют относительно небольшие размеры и гипабиссальный тип интрузий, а также наметившаяся их связь с андезит-базальтовой вулканогенной серией. Комплекс отчетливо многофазный. Разнообразие состава определяется главным образом многофазностью и глубинным гибридным при меньшем значении гибридности на месте формирования интрузивных тел. На глубинный гибридный указывают наличие в кислых альбититовых дайках комплекса явно ксеногенных, неполностью растворенных включений минеральных зерен и пород более основного состава, и, с другой стороны, значительное развитие среди основных даек необычных кварц-содержащих разновидностей, близких по структуре и составу к кварцевым диабазам. Эти породы, вероятно, возникли из контаминированного на глубине расплава, ибо сами маломощные дайки Таят-Табратской зоны к такой ассимиляции, конечно, неспособны. В составе комплекса преобладают основные и средние породы, кислые дифференциаты имеют ясно выраженный плагиогранитный уклон. Направление эволюции — от основных извержений к кислым. Основной состав эффузивов, знаменующих начальный этап формирования комплекса, и даек, сопровождающих интрузии всех этапов, а также особенности минерального состава и химизма кислых дифференциатов однозначно свидетельст-

* Интрузивные породы Таят-Табратской зоны и особенно крайние кислые их представители — граносиениты Табратского месторождения, кроме того, очень хорошо отличаются от гранитов горы Сухой относительно высокими содержаниями Ва (до 0,1 проц. против 0,01 проц. в гранитах г. Сухой). Спектральные анализы выполнены в лаборатории Красноярского геологического управления.

вуют о том, что родоначальной магмой для комплекса была магма основного состава. Основная магма в ходе эволюции магматического очага, сопровождавшейся его разрастанием, и при ее собственном продвижении к поверхности, вероятно, ассимилировала осадочно-метаморфические породы и приобретала на определенных стадиях развития комплекса более кислый состав, отвечающий гранодиоритам и даже плагиогранитам.

Рассматриваемый комплекс находит себе определенное, характерное для габбро-диорит-гранодиоритовых формаций место в истории геологического развития данной части Восточного Саяна.

Район Таят-Табратской группы месторождений относится к особой структурно-фациальной зоне, известной под названием Сисимского (В. В. Хоментовский [15]), или Кизир-Казырского (А. Д. Шелковников [19]), синклиория. По данным А. Д. Шелковникова [19], В. В. Хоментовского [15] и Д. И. Мусатова [10], эта область с начала нижнего и вплоть до среднего кембрия испытывала общее погружение, сопровождавшееся накоплением типичных геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений. В среднем кембрии наметилась тенденция к восходящим движениям, выразившаяся в накоплении существенно терригенных (моисеевская свита по Д. И. Мусатову) и терригенно-вулканогенных (кизирская свита по В. В. Хоментовскому) эпиконтинентальных отложений, перекрывающих с отчетливо выраженным повсеместным перерывом нижнекембрийские осадки. На начавшиеся в это время поднятия указывают очень многие исследователи [10, 15, 19]. Именно в это время началось формирование базальт-андезит-дацитовой вулканогенной серии, выделяемой А. Д. Шелковниковым под названием кизирской свиты. Судя по всему, на начальных этапах формирования этой серии преобладали основные эффузивы типа эффузивов Кизир-Казырского междуречья и, в частности, Таят-Табратского района. Позднее, в период более интенсивных поднятий, начинают преобладать средние и кислые по составу излияния, развитые преимущественно в правобережье р. Кизира. Аналогично развивались и проявившиеся несколько позднее габбро-диорит-гранодиоритовые интрузии. Ранние их представители, к которым, как нам кажется, относится таят-табратский комплекс, характеризуются значительным развитием основных интрузий. Позднее повышается роль средних и кислых по составу интрузий, достигающих в конечном счете больших размеров. По данным А. Д. Шелковникова, представителем таких интрузий является ольховско-чибижекский существенно плагиогранитный комплекс, слагающий обширные по площади массивы в правобережной части р. Кизира. Таким образом, в эволюции рассмотренного нами комплекса проявляется тенденция к постепенному нарастанию роли кислых магм, обусловленная, судя по всему, тектонической жизнью района, испытывавшего в это время непрерывно прогрессирующее поднятие. Это также весьма характерно для типичных представителей габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Формирование всех месторождений Таят-Табратской группы отчетливо укладывается в интервал времени формирования рассмотренного габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, с которым эти месторождения генетически связаны. Месторождениям Таят-Табратской группы свойственны особенности месторождений, генетически связанных с основными интрузиями [1, 3, 4, 14]: 1) трещинный контроль оруденения, особенно хорошо проявившийся на Табратском месторождении; 2) ведущая роль в постмагматических, сопровождающих рудоотложение процессах хлорного и натрового метасоматоза, вызвавшегося в исключи-

тельно обильной альбитизации и скаполитизации пород рудных полей [6]; 3) характер околорудной минерализации, отличающейся более низкотемпературными, чем в типично скарновых месторождениях, ассоциациями минералов, среди которых преобладают амфиболы, и 4) геохимические особенности руд, характеризующихся набором элементов, свойственных для магнетитовых руд, генетически связанных с основными интрузиями [3]; по данным В. А. Вахрушева [4], в них устанавливаются повышенные содержания таких элементов, как Ti, V, Co, которые характерны для магнетитовых руд, связанных с основными интрузиями. По особенностям руд и сульфидной минерализации месторождения Таят-Табратской группы похожи на Анзасское, Хайлеольское и Изых-Гольское месторождения, генетически связанные с габброидными интрузиями [1, 11, 14].

В заключение следует отметить, что очень интересный и своеобразный габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс Таят-Табратского района не является уникальным. Ему уже сейчас, только по литературным данным, находятся аналоги в других районах Восточного Саяна. Подобные интрузии имеются в составе ольховского комплекса [2], который, по данным А. Д. Шелковникова [19], может быть и в целом отнесен к габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Очень похожие интрузии описаны В. Д. Чеховичем и М. С. Абрамовым в нижнем и среднем течении р. Казыра, причем возраст этих интрузий считается ордовикским. Наконец, аналогичные интрузии известны в составе таннуольского комплекса, выделяемого рядом исследователей [9, 12, 16] в Туве и на северо-восточном склоне Восточного Саяна. Этот тип интрузий заслуживает, бесспорно, серьезного внимания и дальнейших петрологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богацкий В. В. Новый Саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений. Матер. по геологии и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 1, 1961.
2. Булытников А. Я. Геологические исследования в Нижне-Кизырском районе Минусинского округа в 1926 году. Изв. Зап. Сиб. отд. Геол. комитета, том. IX, вып. 2, 1929.
3. Вахрушев В. А. Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Сб. «Вопросы генетической и экспериментальной минералогии», вып. 1, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
4. Вахрушев В. А. Закономерности распределения сульфидной минерализации в Алтае-Саянской железорудной провинции. Геология рудных месторождений, 1962.
5. Довгаль В. Н. Узасский габбро-сиенитовый интрузив в юго-восточной части Кузнецкого Алатау и его некоторые аналоги. «Геология и геофизика», 1962, № 3.
6. Калинин Д. В. Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения (Восточный Саян). «Геохимия», 1961, № 7.
7. Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюз. петрогр. совещ., 1960.
8. Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов). «Геология и геофизика», 1961, № 10.
9. Митрофанов Ф. П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна. «Вестник Ленингр. университета. сер. геол. и геофиз.», вып. 1, 1962, № 6.
10. Мусатов Д. И., Немировская В. Н. Опыт сопоставления стратиграфии кембрийских отложений западных отрогов Восточного Саяна. Матер. по геологии и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 1, 1961.

11. Назлов Д. И. Минерализация и гелетические особенности Анзасского железорудного месторождения (Зап. Саян). Автореф. дисс., 1962.
12. Пинус Г. В. Тану-Ольский интрузивный комплекс (Тува). Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 6, 1961.
13. Поляков Г. В. Девонский магматический комплекс района Ирбинского месторождения. Изв. Томского политехн. ин-та, сер. геол. т. 90, 1958.
14. Поляков Г. В. О генетических связях железооруденения с интрузиями (на примере южных районов Красноярского края). «Геология и геофизика», 1962, № 6.
15. Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Репяна Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. Региональная стратиграфия СССР, т. 4, М., Изд-во АН СССР, 1960.
16. Хренов П. М. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении. Проблема тектоники. Сб., посвященный памяти М. М. Тетяева, М., Госгеолтехиздат, 1961.
17. Шелковников А. Д. Дифференцированная габброидная интрузия бассейна верховьев р. Казыр в Восточном Саяне. «Сов. геология», 1957, № 3.
18. Шелковников А. Д. Геологическое строение, петрографический состав, петрохимические особенности Крыжинского габбро-щелочно-сиенитового массива. Матер. по геологии и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 2, 1962.
19. Шелковников А. Д. Интрузивные комплексы междуречья Маны, Кизира и Казыра в Восточном Саяне и их металлогеническая специализация. Матер. по геологии и полезн. ископ. Красноярского края, 1962.

О МАРТАЙГИНСКОМ ИНТРУЗИВНОМ КОМПЛЕКСЕ

Район северо-западной оконечности Кузнецкого Алатау, или так называемой Марининской тайги (Мартайги), принадлежит к Шорско-Мартайгинской зоне, переходной от области салаирид к области собственно каледонид [22]. К ордовику эта переходная зона закончила геосинклинальное развитие, а существование ее как подвижной зоны завершилось образованием крупной гранитоидной интрузии, отличающейся широко развитыми явлениями ассимиляции с образованием разнообразных гибридных пород. Эта древнекаледонская интрузия, известная в Кузнецком Алатау под названиями «мартайгинского интрузивного комплекса», «мартайгинской интрузии», «гранодиоритовой интрузии», имеет большое развитие в районе Мартайги и слагает здесь такие крупные, известные своей золотоносностью массивы, как Центральнинский и Дудетский. К мартайгинской интрузии относятся также Кожуховский, Ольгинско-Ампалыкский, Мурюкско-Китатский и ряд других интрузивов.

Широко представленные в районе Мартайги палеозойские интрузивные образования принадлежат к нескольким выделенным для этого района [20, 29, 33] комплексам: а) авгитовых диоритов, габбро, габбро-диабазов и т. д. (буйский — $Ст_{1-2}$); б) гипербазитовый — ($Ст_{1-2}$); в) габбро-плагиогранитный (тейский); г) габбро-монзонит-сиенитовый (когдахский — $Ст_{1-2}$); д) мартайгинский гранитоидный и е) интрузии габброидных пород и щелочных сиенитов, связываемые с эффузивными образованиями девона. Исключительным развитием среди перечисленных интрузий пользуется мартайгинский комплекс гранитоидов, прорывающих отложения верхнего кембрия — тремадока.

Обилие интрузивных пород при неполноте стратиграфического разреза, с весьма малой его охарактеризованностью органическими остатками и очень слабой обнаженностью, чрезвычайно осложняет выяснение стратиграфической последовательности и корреляцию интрузивных комплексов и приводит, в частности, к тому, что под названием «мартайгинской интрузии» нередко описываются самые различные интрузивные образования. Отсюда понятна существующая разноречивость во взглядах на объем, состав, природу и возраст этого комплекса. До сих пор он рассматривается многими авторами как многофазный. В значительной мере это обусловлено тем, что за «фазы» нередко принимаются представители других интрузивных комплексов. Это видно хотя бы на примере бериккульских габброидов. Еще М. А. Усовым [34] на основании материалов С. А. Лапковского были выделены для района Берикюля две связанные с самостоятельными фазами салаирского тектогенеза интрузии: «граносиенитовая» (нориты, диориты, мангериты, сиениты) и несколько более молодая «гранодиоритовая» (диориты, гранодиориты,

банатиты). В. К. Монич вслед за М. А. Усовым также расчленил «многократную бериккульскую интрузию» на две: габбровую и более молодую гранодиоритовую [24, 25], причем под названием «габбровой интрузии» В. К. Моничем были объединены гибридные габброиды, связанные с гранодиоритами Дудетского массива, и габбро-нориты, входящие, как показали уже только недавние исследования, в самостоятельный интрузивный комплекс. Кстати, различным возрастом габброидов, объединенных В. К. Моничем в одну интрузию, и объясняется, по-видимому, непостоянное возрастное положение в его схемах диоритовых порфиритов (то более молодых, то более древних, чем гранодиоритовая интрузия). Схема В. К. Монича для района Берикюля долгое время служила своего рода эталоном, прилагавшимся к сходным массивам. Лишь в последнее время получили развитие представления о существовании в Мартайге самостоятельного габбро-сиенитового комплекса. Исследования в районе Ударного (М. П. Кортусов), в верховьях р. Тайдон [17, 18] и т. д. показали, что в пределах массивов мартайгинской интрузии существуют тела основных пород, включавшиеся ранее в мартайгинский комплекс и относящиеся на самом деле к другой интрузии, на что в свое время указывал, например, А. Я. Булытников (1942) и что отчасти нашло свое отражение в работе Д. В. Никитина [26]. В настоящее время габброидам Берикюля приписывают (Б. Д. Васильев, 1958; В. А. Врублевский, 1962) возраст более молодой, чем возраст мартайгинского комплекса. Т. М. Дембо [5, 6], отводивший в формировании мартайгинской интрузии исключительную роль явлениям ассимиляции и связывавший с ними все многообразие состава массивов, все габброиды Берикюля относил только к гибридным образованиям. В действительности же эта группа пород, описанная у В. К. Монича как «габбровая интрузия» [24, 25], объединяет разновозрастные габброиды. Исследования Б. Д. Васильева (1958) показали, что самостоятельные интрузивные тела основного состава, включавшиеся до недавнего времени в мартайгинскую интрузию, имеются и в районе Натальевки. Существуют они и в других массивах. Так, например, в пределах Центрального интрузива (г. Пестрая) встречаются небольшие тела габброидов, относимые одно время к ранней фазе мартайгинской интрузии и также выделяющиеся теперь в самостоятельный, более молодой по сравнению с мартайгинским габбро-сиенитовый комплекс [17, 18]. Более молодым, чем «адамеллит-габбродиоритовая интрузия» Центрального рудника, считали его в свое время А. Я. Булытников (1942) и А. А. Зенкова (1947). На мысль о существовании ранней фазы мартайгинского комплекса могло наводить исследователей присутствие в краевых частях массивов реликтовых тел более древних интрузий, например, габбро так называемых когтахского или буйского комплексов [22, 23].

Некоторыми исследователями мартайгинский комплекс понимается более узко в соответствии со схемой В. А. Кузнецова [19]. Само название «мартайгинский комплекс», «мартайгинская интрузия» впервые появилось в его работе по Тайдоно-Терсинскому району, для которого были описаны сложные интрузивы главным образом основного и среднего состава, параллелизованные на основании исследований В. К. Монича, А. А. Зенковой и других с развитой в Мартайге гранитоидной интрузией, и обозначены на схеме как «сложная габбро-диоритовая интрузия Мартайги». При этом была подчеркнута условность подобной корреляции ввиду малого сходства с гранитоидами Центрального массива кислых разностей пород интрузии. В. А. Кузнецовым [19] было высказано предположение о том, что гранодиориты Тайдоно-Терсинского

района представляют или наиболее раннюю фазу верхнекембрийского цикла или еще более древнюю самостоятельную интрузию. Г. В. Пинус, опираясь на исследования В. А. Кузнецова и на работы В. К. Монича, под названием «мартайгинский интрузивный комплекс» рассматривает существующие на севере Кузнецкого Алатау интрузии главным образом основного и среднеосновного состава [29, 31, 32], относя их к габбро-плагиогранитной формации и параллелизуя с тануольским комплексом Тувы и маинской интрузией Западного Саяна [32]. В составе мартайгинского комплекса Г. В. Пинусом выделены три фазы [31], из которых первая связывается с внедрением магмы основного состава, а последующие — с интрузией гранодиоритов. В недавней работе Г. В. Пинуса [32] мартайгинским комплексом именуется лишь габброидные массивы, гранодиоритовая же интрузия относится к нему только предположительно.

До сих пор нет единого мнения и относительно происхождения мартайгинской интрузии. Как уже говорилось выше, распространены взгляды, согласно которым особенности строения массивов объясняются их многофазным формированием. Рассматривая их зональное строение, за нормальные интрузивные породы ранней фазы нередко принимают приуроченные к краевым частям массивов гибридные образования основного состава. Эта ошибка повторялась многими даже при близком изучении наиболее вскрытого Кожуховского массива, тождество пород которого с гранитоидами соседнего Центрального интрузива не вызывало сомнений. На Кожуховском массиве, которому также приписывалось многофазное строение, отчетливо наблюдалась теснейшая связь всех слагающих его разновидностей пород, выражающаяся в постепенных взаимопереходах одних в другие, что объяснялось последовательными интрузиями дифференцированного расплава [2, 7]. Измененные вмещающие породы зоны контактов при этом принимались за глыбы оплавленных основных пород ранней фазы или за гранитоиды с развитием шлировых выделений, хотя и признавалось, что в некоторых случаях при исследовании под микроскопом порода шлиров оказывалась метаморфизованным порфиритом [7]. Следует отметить, что у Д. В. Никитина, которому принадлежит одна из первых обобщающих работ по истории магматизма района [26], гранитоидные интрузивы описаны как одноактные образования, а породы, слагающие их, отнесены лишь к одной («второй») фазе «главной золотоносной интрузии», а постепенные переходы между ними объяснены не только дифференциацией магмы на месте, но и гибридным в краевых частях интрузивов.

Как многофазная интрузия рассматривается мартайгинский комплекс А. Л. Додины [8], Г. В. Пинусом [29, 31, 32], В. Г. Корелем [14], В. А. Врублевским [4], М. П. Кортусовым [17, 18] и другими. Большинство этих авторов, считая исходной гранитную (А. Л. Додин и др.) или гранодиоритовую (В. Г. Корель и др.) магму, нередко приписывают ей даже активное взаимодействие с боковыми породами в виде явлений ассимиляции (Л. В. Алабин, А. Л. Додин). Г. В. Пинус, относящий мартайгинский комплекс к габбро-плагиогранитной формации, считает образования всех трех его фаз производными базальтоидной магмы [29, 31, 32], представляющими, по его мнению, возможный пример случая, когда отдельные фазы сложной по составу и становлению интрузии пространственно разобщены между собой.

Наиболее правильная, на наш взгляд, точка зрения на происхождение мартайгинской гранитоидной интрузии излагается в работах Т. М. Дембо [5, 6]. До исследований Т. М. Дембо роль в образовании мартайгинского комплекса процессов ассимиляции отмечалась многими ис-

следователями (А. Р. Ананьев, В. К. Монич, Д. В. Никитин, Г. В. Пинус и др.), но этим процессам обычно отводилась весьма скромная роль; как решающий же фактор в формировании интрузии выдвигалась дифференциация магмы. Наблюдения над особенностями строения массивов, особенно их краевых частей, привели Т. М. Дембо к выводу об ассимиляции как об основном факторе, обусловившем разнообразие петрографического состава мартайгинского комплекса.

Как интрузию с развитыми явлениями гибридности в зонах эндоконтактов рассматривает гранодиоритовые массивы Мартайги Ю. А. Кузнецов [22], параллелизуя их по петрогенетическому и структурному положению с улень-туимским комплексом восточного склона Кузнецкого Алатау и относя и тот и другой к батолитовому гранитоидному формационному типу. В отличие от Г. В. Пинуса [32] с габбро-плагиогранитными интрузиями маинского типа (З. Саян) Ю. А. Кузнецовым сопоставляются более древние дифференцированные интрузии габбромонцит-сиенитового (когдахского) и габбро-плагиогранитного (тейского) типа Кузнецкого Алатау, относящиеся к проявлениям «базальтового» интрузивного магматизма [22].

Возраст мартайгинского комплекса долгое время считался верхнекембрийским. Частично к верхнему кембрию он и теперь относится Г. В. Пинусом [32], основывающимся на работах М. А. Усова и В. К. Монича. Основанием для подобной датировки послужили находки в базальных конгломератах ордовика гальки гранитоидов, считавшихся аналогами мартайгинских. Имея в виду ордовикские конгломераты, В. К. Монич возраст берикунской интрузии определял как верхнекембрийский. Г. В. Пинус [32], как и А. Я. Булытников [3], с салаирской фазой орогенеза связывает лишь интрузию основных пород, относя интрузию гранодиоритов к каледонской фазе складчатости. В свое время Д. В. Никитин [26] указывал, что природа пород в гальке ордовикских конгломератов еще мало выяснена и не считал эти породы аналогами гранитоидов, слагающих крупные массивы Мартайги. Недавние исследования П. А. Пономарева и др. (1961) позволили установить, что в районе Б. Таскыла и г. Медвежки, помимо собственно мартайгинского комплекса, развит самостоятельный комплекс габбро, габбро-диоритов, диоритов и пироксенитов. Возраст этих образований, которые В. К. Моничем, Г. В. Пинусом, А. А. Зенковой и другими относились к мартайгинской интрузии, трактуется теперь иначе, так как установлено, что они прорываются гранитоидами мартайгинского комплекса и встречаются в гальке базальных конгломератов ордовика. Работами Л. В. Алабина, М. А. Пантюхиной и др. (1959) контактово-метаморфизованные конгломераты низов ордовика были обнаружены вблизи штока мартайгинских гранитоидов в бассейне р. Кожух (р. Анненка). Первые фаунистические находки в контактово-метаморфизованных вмещающих породах, позволившие сделать вывод о нижней возрастной границе, принадлежат Д. В. Никитину [26], А. А. Зенковой и Ю. П. Казакевич [11] и относятся к северо-западной окраине Мартайги (р-н верхнего течения р. Б. Кожуха, рек Мурюка и Золотого Китата). Этими исследователями указаны также находки пород комплекса в гальке конгломератов, определенных по остаткам флоры как ниже-среднедевонские. Л. В. Алабиным [1], В. Г. Корелем [14] и И. А. Рат (1956) подтвержден нижний возрастной предел комплекса на примере Мурюкско-Китатского и Ольгинско-Ампалыкского массивов, во вмещающих толщах которых найдена фауна тремадокских трилобитов и указаны находки пород интрузивов в гальке конгломератов тельбесской серии D_{12} -датированной по остаткам псилофитов. Л. В. Алабиным [1] такие наблю-

деня проведены впервые для района р. Б. Кундат, и впервые им там же наблюдалось налегание на эродированную поверхность Кундатского гранитного массива пород тельбесской серии D_{1-2} с базальным конгломератом в основании. Налегание туфоконгломератов и лавобрекчий тельбесской серии D_{1-2} на поверхность размыва Кожуховского массива установлено по р. Кие выше пос. Смирновского сначала А. Р. Ананьевым [2], затем Т. М. Дембо. Аналогичные наблюдения сделаны Л. В. Алабиным и нами. Таким образом, послетремадоковский возраст мартайгинского гранитоидного комплекса в настоящее время не вызывает сомнений, причем возрастные пределы его лежат в интервале от тремадока до нижнего или среднего девона.

Летом 1961 г. нами были проведены исследования в Мартайге с целью выяснения состава мартайгинской интрузии, уточнения ее стратиграфического положения и взаимоотношения с другими интрузивными комплексами. При выяснении этих вопросов особую важность имели наблюдения в областях контактов интрузивов. Поэтому основное наше внимание было обращено на краевые части массивов. Как самый обнаженный, наиболее детально исследовался Кожуховский массив. Наблюдения, проведенные на нем и в отдельных участках по периферии Дудетского, Центральнинского, а также в северной части Шалтырь-Кожуховского (Федотовского) массивов и ряда штокообразных тел гранитоидов, показали, что взгляды на мартайгинский гранитоидный комплекс как на многофазную интрузию действительно не подтверждаются, что особенности состава и строения интрузивов обусловлены активной ролью при их формировании процессов метасоматической переработки и ассимиляции вмещающих пород гранитной магмой.

Район Мартайги, представляя часть геантиклинального поднятия Кузнецкого Алатау [20, 30], слагается рядом субмеридиональных складок, веерообразно расходящихся и несколько погружающихся к северу. Породы докембрия в районе представлены слабо. Значительно большее развитие они имеют к югу, там, где виргационный пучок глыбовых складок Мартайги переходит в сжатую осевую часть главного антиклинория. Из нижнепалеозойских пород широким развитием пользуются известняки нижнего кембрия и особенно вулканогенные породы среднего кембрия. Сравнительно маломощные отложения верхнего кембрия — ордовика (тремадока) встречаются лишь на западе района. Из более молодых палеозойских отложений в районе имеются осадочные красноцветные породы и эффузивы нижнего — среднего девона. Крупные массивы мартайгинского гранитоидного комплекса (Центральнинский, Дудетский, Кожуховский) вытянуты в субмеридиональном направлении, совпадающем с общим простиранием складок и крупных нарушений, и приурочены к антиклинальным структурам. Площадь самого крупного Дудетского массива превышает 600 км^2 . Характерной особенностью мартайгинской интрузии является пестрота ее состава, варьирующего от гранитов и гранодиоритов до диоритов, габбро и иногда сиенитов. Отличительной чертой массивов является их зональное строение с развитием ближе к периферии более основных разностей пород, которые выделяются в виде краевой оторочки интрузивов почти на всех геологических картах и которые представляют гибридные образования. Центральные части массивов сложены гранодиоритами, гранитами, адаметлитами, тоналитами и т. п., связанными между собой так же, как и более основные породы из контактов, постепенными переходами, так что достаточно четкое разделение всех пород при картировании невозможно. При внимательном изучении краевых оторочек массивов обнаруживается, что нормальные интрузивные основные по-

роды в них отсутствуют и что эти оторочки представляют в сущности зону, переходную от интрузива к контактово-измененным вмещающим породам и сложенную образованиями, являющимися продуктами метасоматического изменения вмещающих вулканогенных пород главным образом среднего состава. Породы этой переходной зоны постепенно сменяются гранодиоритами, несущими следы ассимиляции, проявляющейся в повышенном содержании измененных в различной степени ксенолитов, повышенном содержании цветных минералов и т. д. До исследований Т. М. Дембо на контактовые преобразования, связанные с гранодиоритовой интрузией, обращали мало внимания и при описании явлений контактового метаморфизма, помимо ороговикования, упоминали лишь «слабую амфиболизацию», «эпидотизацию» и другие (часто постмагматические) изменения. Явления же контактового метасоматоза, наложенного на ороговикованные породы и роговики, и выразившиеся в преобразовании их в гибридные породы, оставались незамеченными, так как последние принимались обычно за основные породы первой фазы комплекса и путались с основными породами самостоятельными более древних или более молодых интрузий, а между тем при изучении их под микроскопом обнаруживаются все признаки метасоматически преобразованных пород. Здесь уместно напомнить, что термин «гибридные породы», по сравнению с его первоначальным «классическим» значением, получил теперь более широкое толкование. Соответственно в гибридные нами включаются все те породы, которые являются результатом не дошедших до равновесного состояния контактово-реакционных процессов, осуществляющихся путем диффузионного растворения (или расплавления) боковых пород в магме, а также путем магнезиального и щелочного метасоматоза. К продуктам этих процессов, помимо пород, являющихся результатом эндоконтактовой ассимиляции (магматического замещения) [15], принадлежат также экзоконтактовые образования, близкие по составу и структурам к интрузивным и называемые иногда [12] «экзоконтактовыми гибридными породами». Эти породы, в образовании которых главную роль играют явления метасоматоза и которые можно в отличие от внешне сходных с ними нормальных пород называть «метасоматическими диоритами», «метасоматическими габбро» и т. д., имеют очень широкое развитие в связи с мартайгинской интрузией и детально описаны Т. М. Дембо, который, предполагая участие в их образовании выборочного плавления боковых пород [6], назвал их «анатектическими» (буквально — «переплавленными»).

Переходы от нормальных интрузивных разностей к контактовым гибридным породам наиболее хорошо прослеживаются на вскрытом р. Кожух Кожуховском массиве, который, как и все интрузивы мартайгинского комплекса, отличается крайним непостоянством состава пород. Слагающие центральную часть массива граниты и постепенно переходящие в них гранодиориты представляют породы главной интрузивной фации. Ближе к периферии они постепенно совершенно сменяются разностями, отвечающими по составу тоналитам. Эти породы изобилуют измененными в различной степени ксенолитами, имеют повышенное содержание в отдельных участках цветных минералов и такситовые текстуры — словом, несут все признаки гибридных образований эндоконтактовой фации. Еще ближе к контактам они переходят в меланократовые, имеющие внешне облик интрузивных образований породы — диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, по целому комплексу характерных признаков принадлежащие к группе метасоматических образований и являющиеся экзоконтактовыми гибридными породами. Они отличаются развитием бластических структур, варьирую-

щих от крупно- до микрозернистых, непостоянством состава и широким развитием такситовых текстур типа эруптивных брекчий, пронизаны инъекциями гранитного состава и представляют раздробленные, измененные метасоматической контактовой гранитизацией роговообманково-плагиоклазовые и т. п. роговики, с неизменными разностями которых эти породы связаны тесными взаимопереходами при быстрой и незакономерной смене одних другими. Можно наблюдать все стадии переработки от роговиков с реликтами текстур и структур исходных пород (чаще порфиритов) до интенсивно гранитизированных метасоматических диоритов. Сами граниты в инъекциях несут следы ассимиляции: они меняются в пределах инъекции от лейкократового аляскитового гранита и пегматита до гранодиорита и тоналита. Граниты и гранодиориты центральной части массива являются нормальными интрузивными разностями, но несут признаки ассимиляции в виде крайней невыдержанности минерального состава (содержание плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита и аксессуарных часто изменяется на очень коротких расстояниях). Она находится в связи с присутствием в породах измененных ксенолитов. В разностях, избилующих ими, количество калиевого полевого шпата заметно уменьшается, а роговой обманки и аксессуарных увеличивается; ксенолиты же часто имеют вид шпирообразных скоплений плагиоклаза, роговой обманки, аксессуарных и биотита. Гранодиориты теснейшим образом связаны с переходящими в них сиенито-диоритами, иногда меняющимися по составу до кварцевых сиенитов и сиенитов. Появление этой группы пород, развитой ближе к северной оконечности массива («Красный камень»), связано, по-видимому, с глубинной ассимиляцией известняков, метаморфизованные ксенолиты которых встречены здесь в тоналитах. А. Р. Ананьев [2], описавший интрузивные породы массива, отмечая присутствие в нем гибридных диоритов и габбро-диоритов, объяснял их образование взаимодействием более поздней порции дифференцированной магмы с еще не остывшими породами ранней фазы. Как и Н. Н. Дингельштедт [7], А. Р. Ананьев рассматривал гранитизированные роговики в ксенолитах, имеющие внешне вид микрогаббро и микродиоритов, как результат метаморфизма основных пород ранней фазы, а постепенные переходы от более основных к более кислым разностям — как следствие дифференциации единой магмы.

По особенностям строения и состава Кожуховскому аналогичен Центральнинский интрузив. Породы его главной интрузивной фации представлены гранитами, гранодиоритами, трондьемитами и т. д., переходящими ближе к периферии в более основные разности эндоконтактовой фации, которые, в свою очередь, связаны постепенными переходами с гибридными породами, являющимися промежуточной ступенью между контактово-метаморфизованными вмещающими породами (главным образом эффузивными и осадочно-эффузивными) и интрузивными породами самого массива. На юго-западе строение его осложняется присутствием интрузивных тел более молодого габбро-сиенитового комплекса г. Пестрой [17, 18]. Северо-восточное ответвление Центральнинского массива (водораздел рек Кундат и Кундустуюл) слагается комплексом пород монцонитового ряда, которые А. Я. Булытниковым (1942) и А. А. Зенковой (1947) относились к образованиям иного возраста, нежели гранодиориты Центрального рудника. А. Я. Булытников отождествлял эту интрузию с габбро-сиенитовым комплексом рудника Ударного; А. А. Зенкова, указывая на наблюдавшийся ею в контактах с интрузией метаморфизм конгломератов нижнего-среднего девона, считала ее образованием тельбесского цикла. Нами в районе междуречья

рек Кундат-Кундустуюл на крайнем северо-востоке Центральнинского массива наблюдались породы сиенито-диоритового состава, представляющие гибридные разности мартайгинского комплекса. Монцонитового типа породы иного возраста были встречены в ряде выходов в северной части массива (примерно в 3 км к юго-западу от горы Ала-Тага). По внешнему виду эти образования весьма сходны с монцонитами когтакского комплекса [33], а при микроскопическом изучении обнаруживают контактовые превращения (биотитизация, амфиболизация и т. д.), связанные с воздействием мартайгинской интрузии. Эти диориты и сиенито-диориты более древние, чем мартайгинский комплекс, сохранились в виде отдельных выходов главным образом по периферии массивов. При более полном контактовом преобразовании они приобретают облик гибридных разностей мартайгинской интрузии. Кроме Центральнинского интрузива, эти образования наблюдались нами в районе р. Соболенки, по р. Кундат (устье р. Медянки), в юго-западной части Дудетского массива (к востоку от пос. Американка, в районе лесхоза), в районе рудника Комсомольского и пос. Старый Берикуль.

Формирование мартайгинской гранитоидной интрузии происходило после того, как отложение вулканогенно-осадочных толщ верхнего кембрия — ордовика уже закончилось и они были собраны в складки. В настоящее время нет достаточных данных об истинной форме массивов мартайгинской интрузии. Одни исследователи предполагают согласное залегание их во вмещающих толщах, другие — дискордантное. Многие делают предположение о межформационном характере интрузивных тел. В отношении Центральнинского массива существует, например, мнение о гарполитообразной его форме. Сходная форма предполагается и для залегающего примерно в аналогичных условиях Кожуховского массива. По-видимому, форма и характер залегания массивов определялись и приуроченностью к границам разновозрастных толщ и ориентировкой крупных тектонических нарушений, которые использовала при своем внедрении магма, устремляясь в тектонически нарушенные участки, захватывая при своем движении ксенолиты разрушенных пород и меняя свой состав при взаимодействии с ними. О существовании определенной интенсивности движений в момент кристаллизации магмы говорят нередко ориентированные текстуры интрузивных пород и структуры протоклаза. В контактах взаимодельные с вмещающей средой также очень облегчалось наличием раздробленных пород. Последующие деформации выразились в развитии вдоль разломов и зон трещиноватости явлений катаклаза, иногда милонитизации и т. п.

Гранитная природа магмы в настоящее время не вызывает сомнений. Об этом свидетельствует гранитизация в контактах, выразившаяся в появлении гибридных образований, гранитный состав инъекций в них, присутствие типичных для гранитных интрузий аплитов и пегматитов в жильной серии и т. п. Бедность интрузии последними свидетельствует о быстрой кристаллизации при одноактном внедрении магмы, вследствие чего не было необходимых условий для достаточной дифференциации [13].

Состав гибридных пород обнаруживает довольно явную зависимость от состава вмещающих толщ, что подробно рассмотрено у Т. М. Дембо [6] и отчетливо выступает при наблюдении эндоконтактовой фации. Вмещающие интрузивы породы представлены главным образом вулканогенными или осадочно-вулканогенными образованиями, среди которых развиты породы в основном среднего состава. Этим и объясняется приближающийся к среднему состав гибридных образований. В

случае взаимодействия с известняками (штоки Натальевки, сменито-диориты «Красного камня» и т. д.) процессы ассимиляции приобретали более сложный характер в сторону появления более щелочных разновидностей пород. Таким образом, одним из факторов гибридности явился благоприятный состав вмещающих толщ. Значение для процесса ассимиляции контрастности состава внедряющейся гранитной магмы и боковых пород не раз отмечалось в литературе [12, 13, 21]. У Т. М. Дембо как главные факторы гибридности рассматриваются температура и летучие магмы. Присутствие последних определяется, по-видимому, не только первичным составом магмы, но и в значительной степени захватом их при ассимиляции из вмещающих пород [27]. Об определенной роли летучих в описываемых массивах говорят особенности минерального состава этих пород (повышенное содержание биотита, роговой обманки, аксессуарных и т. д.), их структур и текстур. Богатством расплава летучими при быстро меняющихся условиях объясняют присутствие в гибридных породах резко зонального плагиоклаза. Последний как раз очень характерен для пород мартайгинского комплекса. Масштаб всех этих явлений, происходивших, по-видимому, и при движении магмы вверх, и на месте формирования интрузивов, определялся глубиной, на которой образовывался или застывал расплав. На основании данных о мощностях отложений, покрывающих массивы в момент их формирования, можно говорить о застывании расплава на значительной глубине. Т. М. Дембо [6] примерно правильно определяет ее для участков на современном уровне среза: 7—8 км. Следует отметить, что многими предполагается перегрев магмы на таких глубинах. Помимо химической активности магмы, процессы ассимиляции определялись отчасти и условиями тектонической обстановки, о чем уже говорилось выше. По мнению многих исследователей, беспокойная тектоническая обстановка благоприятствует ассимиляции, хотя другие полагают, что гибридные образования играют значительную роль при медленном поднятии магматического материала на участках тектонически более или менее инертных. Механизм процессов ассимиляции понимается разными авторами не вполне одинаково. С. Ноккольдс [28] и А. Н. Заварицкий [10], например, представляли его как диффузию вещества и молекулярное замещение оставшихся в твердом состоянии ксенолитов. Т. М. Дембо [6] для мартайгинской интрузии предполагал частичное или полное плавление лейкократовой минеральной составляющей вмещающих пород. Д. С. Коржинский [16] рассматривает ассимиляцию как магматическое замещение диффузионного характера, подчеркивая необходимость осторожного использования термина «ассимиляция» и противопоставляя ей инфильтрационное магматическое замещение, или гранитизацию. По В. А. Жарикову [9], ассимиляция — такое магматическое замещение, при котором скорость диффузии превышает скорость инфильтрации, хотя последняя и не исключена. Почти аналогично объясняют этот механизм некоторые другие авторы [12, 13], рассматривая его в виде растворения с появлением интерстициальной жидкости и с переносом вещества как путем диффузии, так и путем инфильтрации с миграцией материала в жидком состоянии.

В отличие от строгого противопоставления дифференциации всем этим процессам некоторые исследователи отмечают, что при ассимиляции также имеют место явления дифференциации, выражающиеся в перемещении и накоплении части (Ca, Mg, Fe) ассимилированного материала [12], но роль этой дифференциации, носящей характер газовой [21], незначительна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алабин Л. В. Ольгинский интрузивный массив на северо-западе Кузнецкого Алатау. Ресн. Зап.-Сиб. и Новосибир. геол. упр., вып. 3, 1959.
2. Ананьев А. Р. Кожуховский гранодиоритовый массив в северо-западных отрогах Кузнецкого Алатау. Уч. зап. ТГУ, 1950, № 14.
3. Булытников А. Я. Золоторудные формации Кузнецкого Алатау. «Сб. по геологии Сибири». Томск, 1933.
4. Врублевский В. А. Нефелиновые сиениты Бериккульского района. Докл. 7-й науч. конф., вып. 4, изд. ТГУ, 1957.
5. Дембо Т. М. Возраст и закономерности локализации золотого оруденения Марининской тайги. Сб. матер. по геологии золота и платины, вып. 9, 1948.
6. Дембо Т. М. Явления анатексиса, гибридности и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. «Сов. геология», 1956, № 51.
7. Дингельштедт Н. Н. Геологические исследования в бассейне р. Б. Кожух. Труды ВГРО, вып. 249, 133.
8. Додин А. Л. Кузнецкий Алатау и Горная Шория. «Геологическое строение СССР», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
9. Жариков В. А. Реакционные явления при формировании скарновородных месторождений. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1960.
10. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Избр. тр. т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1958.
11. Зенкова А. А., Казакевич Ю. П. К вопросу о возрасте монцонито-сиенитовой интрузии северо-западной части Кузнецкого Алатау. Вестн. ЗСГУ, 1949, № 5.
12. Коптев-Дворников В. С. Явления гибридности на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Труды ИГН АН СССР, вып. 148 (44), 1953.
13. Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакадала 1. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 44. М., Изд-во АН СССР, 1960.
14. Корель В. Г., Кузнецова В. Н. Петрологический очерк Ольгинско-Ампалянского интрузива (северная часть Кузнецкого Алатау). «Изв. Сиб. отд. АН СССР», 1961, № 2.
15. Коржинский Д. С. Проблема петрографии магматических пород. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1960.
16. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.
17. Кортусов М. П. Нефелиновые сиениты района верховьев р. Тайдон в Кузнецком Алатау. Докл. 7-й науч. конф., вып. 4. Изд. ТГУ, 1957.
18. Кортусов М. П., Кузоватов Н. И. Интрузивные образования района верхнего течения р. Тайдон (Кузнецкий Алатау). Докл. 7-й науч. конф., вып. 4. Изд. ТГУ, 1957.
19. Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского р-на зап. склона Кузнецкого Алатау. Матер. по геологии Зап.-Сибири, 1940, № 10 (52).
20. Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1954.
21. Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.
22. Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитондных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. «Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол. и геофиз.», 1960, № 1.
23. Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов). «Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол. и геофиз.», 1961, № 10.
24. Монич В. К. Геологический очерк Бериккульского золотопромышленного района. Труды НИГРИЗОЛОТО, вып. 7, 1937.
25. Монич В. К. К петрологии р-на Бериккульского рудника в Кузнецком Алатау. Труды ТГУ, т. 93 (сер. геол.), 1937.

26. Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. Труды ЦНИГРИ, вып. 124, 1940.
27. Николаев В. А. О петрогенетическом значении процессов при неравном давлении на фазы природн. систем. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1960.
28. Ноккольдс С. Р. Некоторые теоретические обоснования контаминации в кислых магмах. Перечень по геологии и полезн. ископ., № 28, НКТП, ГГУ, 1934.
29. Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау. «Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол. и геофиз.», 1958, № 1.
30. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
31. Пинус Г. В. Магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой обл. Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., 21 сесс., 1960.
32. Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 6. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1961.
33. Халфин С. Л. Древние габброидные интрузии р-на сочленения Батеневского кряжа и Кузнецкого Алатау. «Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол. и геофиз.», 1961, № 11.
34. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Зап.-Сиб. края. Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, Томск, 1936.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ И ПРОИСХОЖДЕНИИ УЛЕНЬ-ТУИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА

Геологическое строение восточного склона Кузнецкого Алатау изучалось разными исследователями в течение многих лет. Здесь работали Я. С. Эдельштейн, А. Н. Чураков, Ю. А. Кузнецов, Б. А. Тимофеевский, Ю. А. Спейт, Ю. Д. Скобелев, Е. Ф. Зив, Г. А. Иванкин, М. П. Кортусов, Г. Л. Поспелов и многие другие геологи, но опубликованных работ и в настоящее время очень мало, преимущественно это старые работы Я. С. Эдельштейна и А. Н. Чуракова.

Самая большая сводка по району работ принадлежит Е. Ф. Зив [2], которая обследовала скарновые месторождения на шеелитоносность. Она описала довольно большой район, начиная от оз. Шира на севере и кончая группой Камыштинских месторождений на юге.

Е. Ф. Зив разделяет все интрузивные породы на три группы, являющиеся продуктами последовательных фаз внедрения магмы: 1) габбро, габбро-диабазы, 2) гранодиориты, граниты, сиениты, 3) аплиты, пегматиты.

Точно такое же деление принимает изучавший Уленьские месторождения Г. Л. Поспелов (1941).

В 1945—1946 гг. в этом районе проводил съемку Ю. Д. Скобелев. Он выделил четыре интрузии разного возраста в такой последовательности:

- 1) Буйская интрузия (диабазы, габбро-диабазы) — средний кембрий,
- 2) Когтахская интрузия (пироксениты, габбро, сиениты типа Гроба и т. д.) — кембрий—силур,
- 3) Улень-Туимская гранитоидная интрузия (кембрий — силур),
- 4) Нордмаркитовая интрузия (щелочные сиениты водораздела Туим-Карыш) — верхний силур — девон.

Таким образом, Ю. Д. Скобелев первый установил, что когтахские габбро являются более древними, чем улень-туимские гранитоиды. Позднее С. Л. Халфин [9] подтвердил этот вывод, а в недавно опубликованной статье Е. С. Сергеевой, С. Л. Халфина и В. И. Богникова [8] показано, что галька щелочных сиенитов когтахского комплекса присутствует в конгломератах верхов нижнего кембрия, отложения которого повсюду прорваны улень-туимским гранитоидным комплексом.

Д. И. Мусатов [6] в своей работе по интрузивному магматизму восточного склона Кузнецкого Алатау выделил 11 разнообразных комплексов, в том числе три гранитоидных — карлыгановский, тыгертывский и сорский, причем на три комплекса он разделил, очевидно, проявившийся в разных местах несколько по-разному один и тот же гранитоидный комплекс.

Нами был исследован Туимо-Карышский массив гранитоидных пород, северо-восточная часть Уйбатского плутона до р. Уйбат и частично осмотрен Саксырский массив.

Эти массивы залегают в карбонатных, частью эффузивных породах верхнего протерозоя и нижнего кембрия, которые нами наблюдались главным образом в виде остатков кровли гранитоидных плутонов.

По нашим наблюдениям в этом районе можно выделить:

- 1) буйский габбро-диабазовый комплекс,
- 2) когтахский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс,
- 3) улень-туимский гранитоидный комплекс.

Кроме того, широко распространены дайки лабрадоровых порфири-тов, сиенит-порфири-тов и базальтов предположительно девонского возраста.

Буйский интрузивный комплекс представлен габбро, габбро-диоритами, диоритами, диабазами и залегающими в виде линейных тел (силлов) реже даек в известняках, а также в виде ксенолитов в гранитах. На контакте с гранитоидами они часто превращены в амфиболиты или роговики. Структура гипидиоморфнозернистая, чаще гранобластовая или гетеробластовая, иногда сохраняется офитовая или габбровая. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз, амфибол, моноклинный пироксен, биотит, кварц, калиевый полевой шпат, аксессуарные — сфен, апатит, магнетит. Плагиоклаз в различных породах колеблется от 25 до 67 номера. В экзоконтактах гранитоидной интрузии наблюдается замещение плагиоклаза микроклином.

Когтахский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс [9] в Туимо-Карышском районе представлен Когтахским воронкообразным массивом овальной в плане формы и массивом щелочных кварцевых сиенитов. Петрографические разновидности пород массива подразделяются на следующие группы: а) габбро с подчиненными более основными дифференциатами, б) авгитовые диорит-монцониты, в) нордмаркиты, авгитовые сиениты и переходные разности между ними. Кроме этих пород, С. Л. Халфин отмечает еще дайки сиенит-порфири-тов и мелкозернистых порфировидных сиенитов.

Габбро состоит из очень основных плагиоклазов от № 78 до № 95, пироксена-авгита с диаллаговой отдельностью и небольшого количества оливина. Аксессуарный — апатит. Рудные минералы — магнетит, титаномагнетит, ильменит. Среди габбро наблюдаются лейкократовые разности и более основные, габбро-перидотиты и мономинеральные пироксениты.

Авгитовые диорит-монцониты слагают нижнюю часть Когтахского массива. Состоят из плагиоклаза № 42—48, ортоклаза, авгита, кварца (от 0 до 3%), рудного минерала, апатита и вторичного биотита.

Массив щелочных сиенитов расположен рядом с Когтахским массивом на левобережье р. Туим. Мелкие тела и дайки сиенитов залегают и внутри Когтахского массива.

Сложен этот массив в основном кварцевыми щелочными сиенитами (нордмаркитами), состоящими из ортоклаз-пертита с небольшим количеством альбита и щелочных амфиболов (арфведсонита, гастингсита, рибекита), кварца от 3 до 10%. С увеличением количества кварца породы переходят в граносиениты и щелочные граниты.

Некоторые разновидности сиенитов содержат пироксен-федоровит и имеют монцонитовую структуру. Они связаны с нордмаркитами постепенными переходами.

Кроме этих разновидностей, в массиве нужно отметить гибридные мелакократовые роговообманковые сиениты, сиенит-порфиры и мелкозернистые сиениты.

Улень-туимский гранитоидный комплекс образует очень крупные тела совершенно неправильной формы с дискордантными, часто расплывающимися контактами и массой останцов кровли, сложенных карбонатными и эффузивными или более древними интрузивными породами, испытавшими более или менее сильный метаморфизм и замещение гранитным материалом. Характерен очень пестрый состав комплекса, что связано с тем, что в районах исследования обнажается самая верхняя часть гранитоидных массивов, где процессы замещения не прошли до конца и широко развиты продукты самых различных стадий замещения. Характерна дополнительная инъекция лейкократовых гранитов в виде системы пересекающихся жил.

Все предыдущие исследователи считали этот комплекс трехфазным, причем в качестве продуктов первой фазы всегда выделялись диориты и габбро. Наши исследования показали, что такие породы частью представляют собой компоненты самостоятельных более древних основных интрузий, частью продукты их преобразования в экзоконтактной зоне гранитоидных массивов в процессе магнезиального и щелочного метасоматоза.

В экзоконтакте древние основные породы обогащаются зеленым амфиболом, биотитом; плаггиоклаз подвергается деанортизации. Ближе к контакту с гранитоидами в них появляются калиевые полевые шпаты.

Среди пород экзоконтакта, собственно, настоящих габбровых пород уже почти нет. Есть породы, внешне очень похожие на габбро и под микроскопом сохраняющие габбровую структуру, но плаггиоклаз в них преобладает с номером 30—40 и только в редких случаях достигает 70 номера. Темноцветные компоненты в них представлены иногда пироксеном (авгитом), бурым и зеленым амфиболом и, наконец, биотитом. При приближении к контактам с гранитоидами в них появляется калиевый полевой шпат, вследствие чего структура таких пород становится монцонитоподобной. Одновременно увеличивается количество кварца.

Наиболее четко изменение основных пород прослеживается по левому борту долины р. Кискач, левого притока р. Уйбат. Близ устья р. Кискач расположена вершина с отметкой 796,6 м, сложенная породой, которую можно назвать авгитовым диоритом. Структура этой породы близка к офитовой. Вытянутые призмь плаггиоклаза имеют довольно ясно выраженную ориентировку. Пироксен-авгит занимает обычно промежутки между ними. Есть биотит, магнетит и пятна ярко-желтого слюдоподобного минерала, окаймленного магнетитом, напоминающие псевдоморфозы идингсита по оливиному. К востоку от этого обнажения по направлению к гранитоидам в этих породах вначале почти исчезает пироксен, появляется бурый амфибол, биотит хлоритизируется, затем бурый амфибол сменяется зеленым, внутри которого бывают видны ядра пироксена. Плаггиоклаз кислый, забит кальцитом, эпидотом и мелкими чешуйками мусковита. Вблизи контакта с гранитоидами эти породы превращаются почти в амфиболиты, амфиболы в которых имеют различные размеры и разный габитус, чаще вытянутый, игольчатый и образуют кучные скопления, напоминающие друзы. В центральной части таких скоплений кристаллизуется кальцит и эпидот или кварц и калиевый полевой шпат. Характерна биотитизация амфибола, много сфена и апатита.

Между пос. Туим и оз. Пионерским можно хорошо наблюдать, как пятна таких пород с игольчатым амфиболом расплываются в гранитоидной массе и совершенно постепенно переходят в порфиридные гранитоиды.

Породы эндоконтакта дают две ветви от гранитов — через граносиениты к сиенитам и через гранодиориты к диоритам, при этом гранодиориты и диориты сосредоточены преимущественно в контактах с древними основными и средними эффузивными и интрузивными породами, в то время как сиенитовые породы развиты в контактах с карбонатными толщами.

В наиболее глубоко эродированных частях обнажаются порфирировидные граниты, граносиениты и сиениты с крупными (2—3 см) включениями микроклина.

Порфиновые «вкрапленники» микроклина в порфирировидных породах являются в действительности порфиробластами и распределяются неравномерно. Местами их очень много, местами они отсутствуют. В порфиробластах наблюдаются игольчатые включения амфибола, остатки плагиоклаза, зернышки кварца и сфена.

Основная масса гранитоидов сложена плагиоклазами, калиевым полевым шпатом и кварцем, количественные отношения которых в разных типах пород изменяются существенно. Обычно количество кварца уменьшается к контактам с останцами кровли, причем содержание калиевого полевого шпата повышается к контактам с карбонатными породами, а плагиоклаза — к контактам с основными изверженными породами. Плагиоклаз большей частью зональный, с двумя-тремя ясными зонами. Центральная часть его довольно основная (обычно № 35—36), краевые зоны более кислые и колеблются по составу от 25 до 30 номера. Центральная часть плагиоклазовых зерен серицитизирована, краевые зоны чистые. Калиевые полевые шпаты представлены или ортоклазом, или микроклином с пертитовыми вростками. На границе зерен плагиоклаза и ортоклаза развиваются мирмекитовые каемки. Количество темноцветных компонентов (зеленого амфибола и бурого биотита) колеблется до 10—15%, реже — больше, кварца в собственно гранитных разностях до 35—38%.

Сиениты в Туимо-Карышском районе мало распространены и, вероятно, образовались путем сиенитизации (калишпатизации) пород диоритового состава. Уйбатский плутон, наоборот, в своем северо-восточном конце и в краевой зоне в контактах с карбонатными породами сложен преимущественно сиенитами. Сложены сиениты ортоклаз-пертитом, плагиоклазом (№ 8—10), зеленым амфиболом (обыкновенная роговая обманка). Биотит наблюдается в редких случаях и почти целиком замещен хлоритом. Нередко среди сиенитов встречаются пироксеновые кварцевые сиениты, которые отличаются от предыдущих тем, что содержат в качестве темноцветного компонента зеленовато-серый диопсид. Плагиоклаз слабо зональный и более основной (№ 25—30 с прямой зональностью). Центральная часть таких зерен серицитизирована. Плагиоклаза в них содержится 20—30%.

На контактах гранитоидов с доломитами часто наблюдаются узкие полоски диопсид-плагиоклазовых пород («диопсидовых диоритов»), состоящих из зонального плагиоклаза с номером 42—40 в центральной части и до 25 номера в краевой. Содержание диопсида 15—18%, реже больше, есть сфен, апатит, магнетит.

Жильные породы образовались внедрением остаточных эвтектических расплавов и представлены аплитами и гранит-порфирами. Они секут породы древнего осадочно-метаморфического и гибридные породы улень-туимского комплексов, большей частью породы экзоконтакта. В породах эндоконтакта их меньше, а там, где процесс магматического замещения прошел до конца, т. е. в центральной части массива, их почти совсем нет.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОРОД УЛЕНЬ-ТУИМСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Сложность и пестрота состава пород улень-туимского интрузивного комплекса позволяют предполагать, что породы этого комплекса образовались не в результате многократных инъекций магмы, а в основном путем магматического замещения [5, 10].

Все интрузивы улень-туимского комплекса, особенно Туимо-Карышский, характеризуются чрезвычайно пестрым составом, такситовыми текстурами, наличием ксенолитов и меланократовых шпир с расплывающимися контурами. Контакты самих интрузивов в случае основных вмещающих пород всегда расплывчатые и выражаются постепенными переходами. Контакты с карбонатными породами, напротив, всегда резкие.

Особенно сильно проявляется неоднородность у основных гибридных пород экзоконтактов — габбро-диоритов и диоритов. В них пятнистость проявляется за счет неравномерного распределения амфибола, а также из-за различной крупности зерен этого минерала. Диориты с игольчатым амфиболом местами образуют расплывающиеся пегна в гранитоидах, являясь в данном случае ксенолитами основных пород, переработанными при магматическом замещении.

В тех местах, где гранитоиды контактируют с известняками, границы довольно резкие и вблизи них отмечается повышение щелочности с образованием пород граносиенитового и сиенитового ряда (Уйбатский плутон). Изредка появляются нефелинсодержащие или нефелиновые сиениты, как например в Булан-Кульском и Тырдановском массивах [11].

Диопсид-плагноклазовые породы характерны для контактов гранитоидов с доломитами и в улень-туимском комплексе распространены довольно широко (месторождение Кладбищенское и др.). В. А. Жариков [1] относит подобные породы к магнезиальным скарнам, образовавшимся в магматическую стадию в результате взаимодействия доломитов со сквозьмагматическими растворами, насыщенными кремнеземом, глиноземом и другими компонентами. Образование магнезиальных скарнов сопровождается реакционными изменениями замещающего их магматического расплава, приводящими к возникновению эндоконтактных зон повышенной щелочности, сложенных роговообманковыми сиенитами, биотит-пироксеновыми сиенитами, монцонитами и т. д.

Всем породам этого комплекса свойствен в различной степени постмагматический калиевый метасоматоз с появлением монцонитоподобных структур при кислом плагноклазе (№ 25—35), иногда гранофировых сростаний кварца и калишпата. Калиевый полевой шпат замещает плагноклаз, разбедая его по краям.

В порфировых разностях гранитоидов ясно видно образование микроклина после кристаллизации основной массы. При этом порфировые «вкрапленники» являются, по существу, порфиробластами, внутри которых видны остатки зерен плагноклаза, кварца, включения биотита и амфибола, вследствие чего контуры зерен микроклина неправильные, рваные. Точно такие же порфиробласты появляются в некоторых случаях и в ксенолитах более основных пород.

Порфиробласты микроклина распределяются очень неравномерно по всей массе гранитоидов. В некоторых случаях они образуют значительные кучные скопления, в других разбросаны друг от друга на большое расстояние. Эти порфиробласты развиваются большей частью на таких участках, где процесс замещения завершен полностью и приток калия был значительным, в то время как ближе к «кровле», к

контактам калиевый полевой шпат отлагаться не мог и весь калий шел на образование биотита.

Если пронаблюдать изменение пород от центральных частей массивов, сложенных порфиroidными гранитоидами, к контактам, то можно видеть, как постепенно исчезают порфиробласты микроклина и в породах наряду с амфиболом появляется большое количество биотита. Это видно в Туимо-Карышском и Уйбатском массивах. В породах экзоконтакта обычно преобладает амфибол, биотитизация и образование калиевого полевого шпата проявляются не так резко, как в эндоконтакте.

Все перечисленные выше признаки позволяют считать улень-туимский комплекс образовавшимся в результате магматического замещения вмещающих пород на месте, без перемещения магматических масс в пространстве, за исключением жильных образований.

Ю. А. Кузнецов [3, 4] и Г. Л. Поспелов [7] также рассматривают эти и подобные им интрузивы как геологические образования, появившиеся в результате магматического замещения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В. А. Реакционные явления магматической и постмагматической стадий при формировании скарновородных месторождений. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ. М., 1960.
2. Зив Е. Ф. Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау. ГОНТИ, 1939.
3. Кузнецов Ю. А. Магматические формации. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, 1958.
4. Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузивов в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. «Геология и геофизика», 1960, № 1.
5. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1952, № 2.
6. Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау. Матер. по геологии Красноярского края. вып. 1, 1961.
7. Поспелов Г. Л. О морфогенетической зональности интрузивов. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ. М., 1960.
8. Сергеева Е. С., Богнибов В. И., Халфин С. Л. О возрасте когтацкого габбро-монзонит-сиенитового комплекса. «Геология и геофизика», 1962, № 2.
9. Халфин С. Л. Петрология дифференцированного массива горы Когтах (Кузнецкий Алатау). «Геология и геофизика», 1961, № 7.
10. Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм. Минерал. сб. Львовского геол. об-ва, 1956, № 10.
11. Шохина О. И. Щелочные породы Булан-Кульского массива (Красноярский край). Тр. Ин-та геологии и геофизики. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАВ В РИФЕЙСКО-КЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ АЛТАЯ

Опубликованные данные о химизме древнейших вулканитов Алтая довольно скудны. К ним относятся немногочисленные анализы, приведенные А. А. Меняйловым [15], Г. Б. Кочкиным [10] и Е. Б. Высокоостровской [7].

С 1961 г. авторами в лаборатории магматических формаций Института геологии и геофизики СО АН СССР начато специальное изучение вулканогенных комплексов рифея и кембрия Алтая*. Новые материалы по петрографии и геохимии этих же комплексов собраны в последнее время работниками СНИИГГИМСа (А. А. Арустамов, И. Л. Фишман, В. В. Виленский, при участии А. Ф. Белоусова) и Запсибгеологоуправления (А. Н. Кононов) при изучении некоторых опорных разрезов в прикатунской полосе Горного Алтая.

В настоящее время в неметаморфическом рифее и кембрии Алтая А. Ф. Белоусовым выделяются три мощно развитых базальтоидных вулканогенных комплекса, которые обособлены друг от друга стратиграфически или, в случае частичной синхронности, локализируются в разных тектоно-формационных зонах (рис. 1). Между комплексами имеются геохимические различия, а в двух из них уже на имеющемся материале улавливается закономерная петрохимическая последовательность от ранних излияний к поздним.

Рифейский вулканический комплекс Алтая обнимает эффузивные образования баратальской серии и манжерокской свиты, в общем довольно однообразные по внешним и микропетрографическим признакам на всех участках. Вулканиды формировались в малодифференцированном обширном геосинклинальном прогибе, в котором к манжерокскому времени примерно по линии Бийская грива — хр. Иолго наметилась внутригеосинклинальная зона поднятия, по-видимому, уже ограниченная зонами расколов, которые в дальнейшей истории региона вели себя как зоны высокой дифференциальной подвижности и проницаемости (Курайско-Телецкая зона, Катунская и Сарасинская ветви глубоинных разломов [11, 12]). Рифейские эффузивы ассоциируют с известняково-доломитово-кремнистыми и терригенно-сланцево-кремнистыми накоплениями [2, 3, 5].

Нижнекембрийский комплекс Восточноалтайской зоны (рис. 1) включает эффузивы развитой здесь мощной нижнекемб-

* При подготовке статьи Ю. Н. Кочкиным выполнена основная часть работы по систематизации результатов анализов и петрохимическим пересчетам, а также по оптическому определению состава плагиоклазов.

рийской осадочно-вулканогенной серии с многочисленными археоциатовыми рифами (базаихский, санаштыкгольский и обручевский фаунистические комплексы). Эта серия выделена недавно [4, 21], с расчленением на бостальскую, сарысазскую и айрыкскую (тырганскую) свиты. В маломощном осадочном среднем кембрии Восточноалтайской тектоноформационной зоны синхронных эффузивов пока достоверно неизвестно.

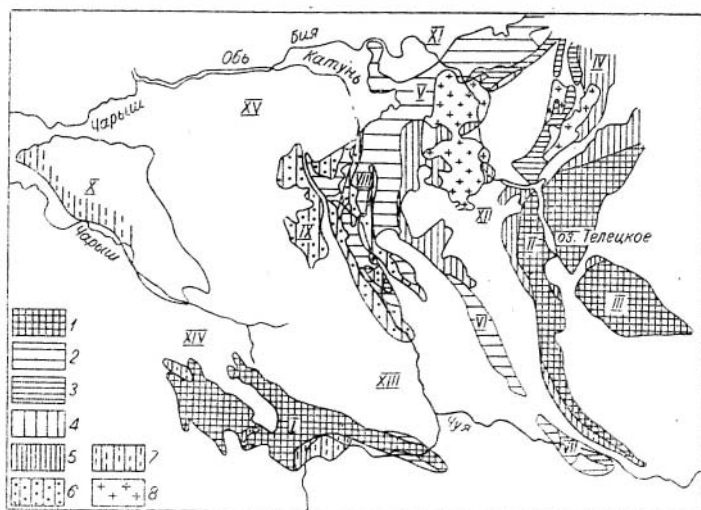


Рис. 1. Распространение формаций докембрия, нижнего и среднего кембрия по геотектоническим элементам Горного Алтая:

1 — метаморфический докембрий (протерозой?); 2 — рифей, в т. ч. 3 — существенно эффузивная манжерокская свита; 4 — нижний и средний кембрий, в т. ч. 5 — восточноалтайский тип разреза (бостальская, сарысазская и айрыкская свиты); 6 — центральноалтайский тип разреза (каянчинская, усть-семиная и ороктойская свиты); 7 — западноалтайский тип разреза (сугашская, засуринаская свиты); 8 — крупные поля гранитоидов с участием кембрийских внедрений.
Выступы: I — Теректинский; II — Телецкий-Курайский; III — Чулышманский (Шапшальский); IV — Шорский; V — Бийский; VI — Кадринский; VII — Баратальский; VIII — Катунский; IX — Чергинский; X — Талицкий. Прогобы: XI — Ненинско-Чумышский; XII — Уйменско-Лебедской; XIII — Ануйско-Чуйский; XIV — Коргожский; XV — Бийско-Барнаульский.

Нижнекембрийские эффузивы формировались в суженном геосинклинальном прогибе параллельно с терригенными, известково-рифовыми и сланцево-кремнистыми осадками.

Нижне-среднекембрийский вулканический комплекс Центральноалтайской зоны включает эффузивные члены каянчинской свиты и каимской серии р. Катунь [2, 3, 5]. Главная масса эффузивов содержится в разрезах мощных терригенно-кремнисто-известняковых накоплений низов среднего кембрия (каимская серия) и небольшое количество — в маломощном известняково-терригенном нижнем кембрии (каянчинская свита на стратиграфических уровнях, охарактеризованных санаштыкгольским и обручевским археоциатово-трилобитовыми комплексами). Нижне-среднекембрийские эффузивно-осадочные накопления Центральноалтайской зоны относятся к крупному геосинклинальному трогу, в котором максимум кембрийских эффузий и погружений запоздал по сравнению с Восточноалтайской зоной.

В последнее время появился небольшой материал об эффузивах в составе палеонтологически немых нижнепалеозойских толщ Теректинского и Талицкого выступов западной зоны Горного Алтая [16, 17, 5]. Вопрос об этих эффузиях нами до специального их изучения не затрагивается.

Рифейский вулканический комплекс представлен подводными, редко (в Прикатунской полосе) наземными излияниями. В подводных лавах часто наблюдаются подушечные текстуры. Подчиненную роль играют настоящие пирокластиты. Эффузивные породы претерпели глубокое, до предельного, зеленокаменное перерождение и лишь в отдельных случаях сохранили реликты первичных темноцветных и диагенетические (по М. А. Усову [20]) красноцветные окраски. Лавы петрографически представлены микродиабазовыми, витро-микролитовыми и витрофириновыми афиритами, пироксен-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми микропорфиритами и порфиритами, редко пироксеновыми порфиритами.

Нижнекембрийский вулканический комплекс Восточноалтайской зоны сложен продуктами подводных извержений; только на севере отмечаются значительные пачки красноцветных наземных лав. Для подводных лав комплекса часто характерно подушечное сложение. Неперомытые туфовые породы по количеству уступают лавам. Вулканыты, за небольшим исключением, имеют зеленокаменный облик, но сохранность структур и реликтовых минералов в них в общем лучше, чем в рифейском комплексе. Среди лавовых пород выделяются диабазовые, витро-микролитовые и иногда витрофириновые афириты, пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые порфириты, кварцевые порфириты.

Нижне-среднекембрийский вулканический комплекс Центральноалтайской зоны включает пироксен-плаггиоклазовые, пироксеновые, плаггиоклазовые порфириты, диабазовые, витро-микролитовые и редко витрофириновые афириты, с подчиненными туфами и туфобрекчиями. Породы относятся главным образом к подводной фации, но лавы редко имеют подушечное сложение. Сохранность первичных структурных и минералогических признаков вулкаников лучше, чем в обоих более древних комплексах; фаза состояния лав в ряде случаев определяется как диагнетизированная [13, 20].

Эффузивы рифейского комплекса рассредоточены в разрезе геосинклинальных накоплений мощностью порядка 5—6 км, вулканыты нижнекембрийского комплекса — в разрезе мощностью 3,5—5 км и нижне-среднекембрийского — в разрезе мощностью около 7 км.

Химические анализы лав и результаты их пересчетов по способу А. Н. Заварицкого приведены в табл. 1 и на рис. 2. 29 анализов выполнено в химлаборатории Института геологии и геофизики аналитиками А. В. Ефремовой и В. Г. Цимбалит. 11 анализов приводятся по материалам А. Н. Кононова (Запсибгеологуправление) и 4 анализа — по материалам Е. Б. Высокоостровской [7].

Е. Б. Высокоостровская описала проанализированные лавы из междуречья Б. Иша — Саракочша как среднекембрийские, основываясь на прежних косвенных возрастных оценках. Сейчас А. В. Кривчиковым и М. Ф. Романенко палеонтологически (по трилобитам) доказан нижнекембрийский возраст толщи, включающей эти лавы, что согласуется со всеми другими новыми данными по эффузивно-осадочному кембрию Восточноалтайской зоны.

Приводимый петрохимический материал можно считать представительным для обоих кембрийских комплексов. По рифейским лавам пока нет химических анализов для восточноалтайских участков, но при

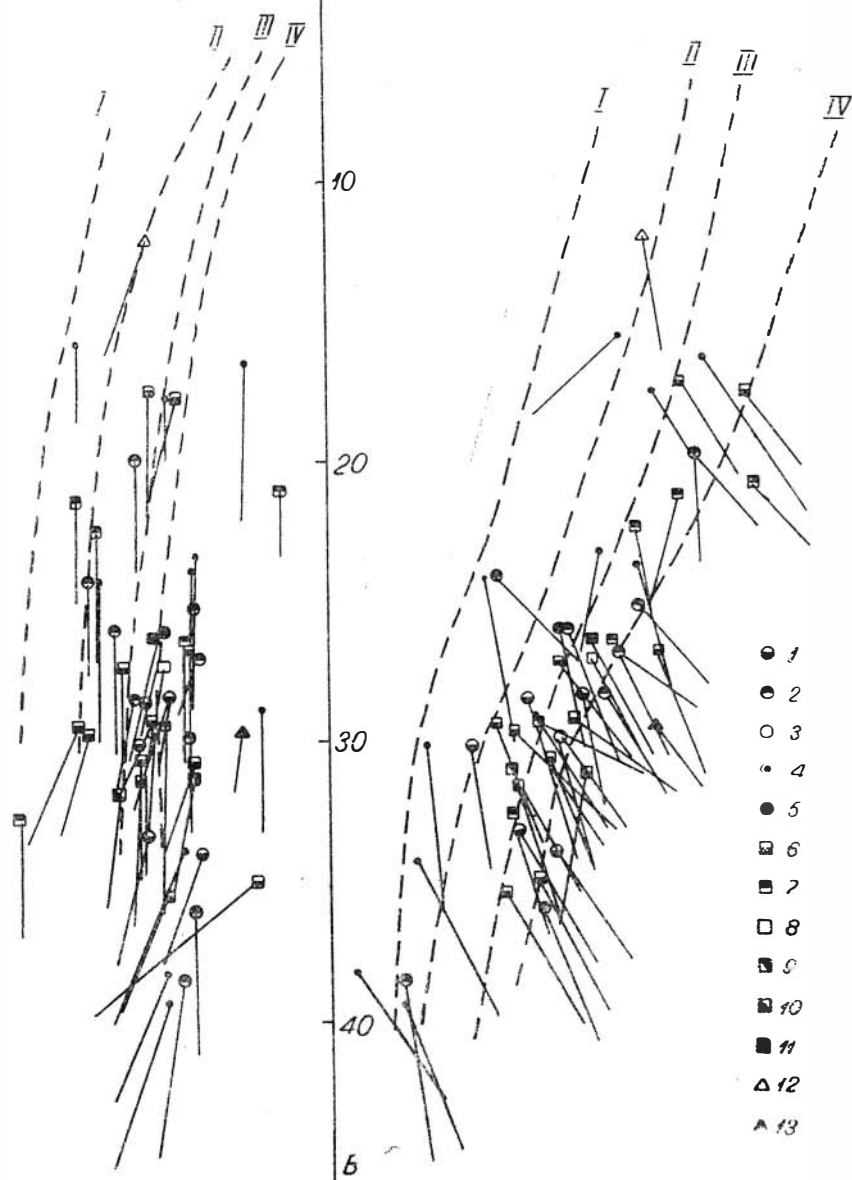


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма эффузивов рифея и кембрия Горного Алтая:

1 — баратальская серия (рифей); 2 — манжерокская серия (рифей); 3 — среднее для рифейских лав Центральноалтайской зоны; 4 — нижний кембрий Восточноалтайской зоны и 5 — среднее для него; 6 — каянчинская и усть-семинская свиты (нижний—средний кембрий); 7 — ороктойская свита (средний кембрий); 8 — среднее для нижне-среднекембрийского комплекса Центральноалтайской зоны; 9 — среднее для оливиновых базальтов; 10 — среднее для гавайских базальтов; 11 — среднее для всех базальтов, по Р. Дэли; 12 — среднее для андезитов, по Р. Дэли; 13 — среднее для спилитов, по данным Н. Сандьюса.

Средние петрохимические линии для типовых базальтоидных серий: I — Мон-Пеле; II — Лассен-Пик; III — Сан-Франциско; IV — Этна.

Химический состав вулканических пород рифея и кембрия в Горном Алтае

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	п.п.п.	Сумма
РИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС																
Баратальская серия																
1	82/1960	47,63	0,67	12,41	6,01	7,42	0,21	7,91	10,68	2,67	1,36	0,16	0,305	—	2,81	100,24
2	758в/51	46,76	0,59	14,47	1,86	6,91	0,18	9,43	12,62	2,36	0,82	0,33	0,22	0,035	3,88	100,27
3	762б/51	46,85	2,37	13,50	1,81	13,70	0,20	8,21	6,06	2,19	Сл.	0,37	0,25	—	4,26	99,40
4	Б-3366/50	49,61	1,18	14,89	1,30	7,99	0,19	8,83	9,08	3,10	Сл.	0,24	0,07	0,07	3,57	100,14
5	850/51	43,72	3,05	13,97	1,90	11,90	0,25	6,28	6,01	2,70	1,47	0,17	0,27	0,065	7,96	99,68
Манжерокская свита																
6	Б-363/50	49,99	1,99	10,53	1,88	10,58	0,20	15,81	7,28	1,08	0,24	0,25	0,19	0,20	5,93	100,86
7	1518а/51	44,12	2,18	12,99	1,91	10,35	0,15	10,42	10,10	3,44	Сл.	0,17	0,30	0,03	4,37	100,43
8	Б-354/50	48,77	2,13	13,51	1,30	11,31	0,17	6,19	9,97	3,65	Сл.	0,28	0,21	0,075	3,61	100,89
9	85/60	43,59	2,34	16,41	3,26	8,62	0,17	5,57	9,89	3,16	1,26	0,21	0,40	—	3,96	98,84
10	86/60	46,48	2,37	13,86	3,06	10,52	0,23	3,28	9,49	3,27	1,66	0,21	0,35	—	3,28	98,56
11	709г/51	46,25	2,92	16,38	7,73	5,10	0,13	6,23	7,62	3,49	Сл.	0,27	0,91	0,02	2,85	99,83
12	88/60	46,94	3,08	14,38	5,45	8,79	0,19	3,88	8,14	4,02	1,02	0,12	0,38	—	2,03	98,42
13	711б/51	48,78	0,53	17,11	3,74	4,94	0,10	4,49	13,0	2,49	Сл.	0,43	0,13	0,03	4,02	99,79
14	854б/51	47,73	1,72	18,06	2,46	9,02	0,12	4,16	5,16	5,36	Сл.	0,45	0,25	0,08	5,42	99,55
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС																
15	Б-72в/55	48,92	0,64	9,41	1,88	10,06	0,39	13,12	10,55	0,90	0,48	0,19	0,064	0,37	3,17	100,46
16	36	49,69	0,29	9,39	2,90	9,02	0,20	10,90	14,0	0,32	0,16	0,15	—	—	3,56	100,49
17	34	52,36	0,36	10,61	1,33	8,94	0,17	11,67	9,50	1,10	0,48	0,12	—	—	3,65	100,29
18	88/56	54,11	0,53	11,39	1,36	9,26	0,24	11,43	6,32	1,55	Сл.	0,18	0,06	0,087	3,56	100,01
19	К-74б/56	56,06	0,44	9,17	0,28	8,19	0,15	7,80	8,94	3,43	Сл.	0,03	0,07	0,20	5,51	100,25
20	27а/54	49,86	0,81	15,13	2,47	6,14	0,13	7,66	7,57	2,30	Сл.	0,66	0,19	0,07	8,48	100,81
21	К-59/56	50,95	1,10	13,71	1,16	8,20	0,29	6,37	6,15	4,42	Сл.	0,19	0,11	0,025	8,67	101,01
22	К-65/56	51,66	1,36	14,77	2,63	9,96	0,19	4,42	3,93	4,10	Сл.	0,12	0,14	0,02	7,18	100,40
23	Б-75/58	45,46	0,79	16,98	1,20	8,90	0,31	2,75	7,91	5,05	0,24	0,19	0,13	0,04	9,71	99,60
24	32	54,53	1,26	16,37	1,82	7,75	0,09	3,24	6,36	4,91	0,09	0,10	—	—	3,78	100,30
25	33б/56	55,35	1,31	12,70	2,14	10,46	0,23	5,12	5,67	5,53	0,24	0,10	0,17	0,03	1,16	99,99
26	29	55,60	1,05	19,15	1,24	5,81	0,10	2,61	7,10	4,31	0,48	0,48	—	—	2,20	100,16

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	н.п.п.	Сумма
НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС																
Каяничинская свита																
27	777а/51	41,68	2,86	18,40	1,23	10,23	0,31	9,07	5,22	3,72	0,48	0,42	0,72	0,013	6,41	100,14
Усть-семиинская свита																
28	87/60	50,72	0,42	10,05	1,19	9,39	0,18	10,31	10,55	2,44	1,52	0,07	0,13	—	3,28	98,56
29	90/60	49,12	0,41	9,29	0,95	9,22	0,20	10,08	9,21	1,38	2,90	0,06	0,21	—	5,19	98,22
30	Б-87/50	50,44	0,52	11,94	7,68	7,70	0,22	6,46	8,03	2,80	1,33	0,28	0,29	0,045	3,12	100,69
31	92/60	44,78	2,44	15,25	4,05	8,99	0,16	7,38	9,15	3,15	0,25	0,11	0,34	—	4,67	100,72
32	98/60	45,65	0,8	14,92	4,98	4,65	0,18	5,43	13,09	2,7	1,4	0,17	0,2	—	5,57	99,81
33	94/60	45,04	1,3	16,34	4,23	7,66	0,16	6,43	11,19	1,68	1,06	0,27	0,21	—	4,38	99,95
34	Б-256/50	47,42	0,81	16,10	5,69	6,25	0,16	5,41	10,52	3,51	Сл.	0,24	0,29	0,05	3,41	99,62
35	908/51	48,70	1,31	15,99	2,72	8,06	0,21	6,98	7,68	5,17	Сл.	0,32	0,17	0,045	3,85	100,88
36	95/60	51,43	0,81	17,88	5,59	3,26	0,15	2,72	7,27	5,07	1,92	0,09	0,38	—	2,84	99,41
37	Б-699/50	52,79	0,67	17,68	3,97	5,86	0,13	3,30	6,19	5,20	0,24	0,22	0,26	—	3,42	100,08
Ороктойская свита																
38	Д-188д/56	35,72	3,00	18,08	10,02	3,01	0,30	6,89	10,40	2,43	Сл.	0,14	0,40	0,06	9,25	99,68
39	Б-14/55	46,04	2,78	13,54	3,77	8,59	0,22	3,47	13,04	2,83	0,63	0,13	0,38	0,045	4,64	99,93
40	Б-219/56	41,03	4,51	13,04	6,72	9,65	0,21	6,01	7,42	3,90	Сл.	0,32	0,66	0,07	7,23	100,59
41	Д-1886/56	46,95	2,00	18,75	0,91	9,56	0,24	5,44	7,61	4,43	Сл.	0,13	0,20	0,015	4,03	100,54
42	Д-152е/56	47,70	1,23	18,24	1,62	6,55	0,17	6,23	6,99	5,41	Сл.	0,40	0,34	0,025	5,17	99,67
43	Б-43г/55	54,52	1,08	13,95	11,24	2,38	0,26	2,90	4,86	6,87	Сл.	0,07	0,11	0,15	2,24	100,74

1 — порфирит плагиоклазово-пироксеновый, покров. Рч. Бертка, лев. приток р. Катунь.

2 — порфирит диабазовый, покров. Р. Катунь ниже Салдамского бома.

3 — афирит диабазовый, покров. Р. Катунь ниже Салдамского бома.

4 — порфирит плагиоклазовый, покров. Р. Катунь у пос. Чепощ.

5 — порфирит диабазовый, покров. Р. Катунь выше устья рч. Апшияхты.

6 — порфирит пироксеновый, покров. Р. Катунь против устья рч. Шашкунар.

7 — микропорфирит диабазовый, покров. Рч. Апшияхта, лев. приток р. Катунь.

8 — порфирит плагиоклаз-пироксеновый, покров. Р. Катунь против устья рч. Шашкунар.

9 — афирит диабазовый, покров. Рч. Апшияхта, лев. приток р. Катунь.

10 — микропорфирит плагиоклазовый, покров. Рч. Апшияхта, лев. приток р. Катунь.

11 — порфирит плагиоклазово-пироксеновый, покров. Р. Катунь ниже устья рч. Чёбы.

12 — микропорфирит диабазовый, покров. Рч. Апшияхта, лев. приток р. Катунь.

- 13 — порфирит диабазовый, покров. Р. Катунь выше устья рч. Чёбы.
 14 — микропорфирит плагиоклазовый, покров. Р. Катунь у устья рч. Сату.
 15 — порфирит диабазовый, покров. Верховья рч. Балыхту-Су, лев. притока р. Уймень.
 16 — порфирит пироксеновый, покров. Левобережье р. Саракокши.
 17 — порфирит диабазовый, покров. Левобережье р. Саракокши.
 18 — порфирит авгитовый, покров. Верховья р. Аксаазкан.
 19 — порфирит диабазовый, покров. Верховья р. Аксаазкан.
 20 — порфирит диабазовый, покров. Р. Б. Иша выше пос. Советское.
 21 — афирит кварцево-диабазовый, покров. Верховья рч. Бостал, система р. М. Сумульты.
 22 — афирит диабазовый, покров. Верховья рч. Бостал, система р. М. Сумульты.
 23 — порфирит авгитово-плагиоклазовый, покров. Р. Б. Иша у пос. Кутербы.
 24 — порфирит плагиоклазовый, покров. Левобережье р. Саракокши.
 25 — афирит пилотакситовый, покров. Верховья рч. Южумы, система р. М. Сумульты.
 26 — порфирит плагиоклазовый, покров. Левобережье р. Саракокши.
 27 — микропорфирит плагиоклазовый, покров. Р. Катунь выше устья рч. Бийки.
 28 — порфирит авгитовый, дайка. Рч. Апшияхта, лев. приток р. Катунь.
 29 — порфирит авгитовый, дайка. Рч. Апшияхта, лев. приток р. Катунь.
 30 — порфирит диабазовый, покров. Р. Катунь ниже устья рч. В. Чепои.
 31 — порфирит авгитовый, дайка. Рч. Апшияхта, лев. приток р. Катунь.
 32 — порфирит авгитовый, покров. Рч. Бертка, лев. приток р. Катунь.
 33 — порфирит авгитовый, покров. Рч. Бертка, лев. приток р. Катунь.
 34 — порфирит авгитово-плагиоклазовый, покров. Верховья рч. Барангол, прав. приток р. Катунь.
 35 — порфирит плагиоклазово-пироксеновый, покров. Рч. Чечкыш, прав. приток р. Катунь.
 36 — порфирит плагиоклазово-пироксеновый, покров. Рч. Бертка, лев. приток р. Катунь.
 37 — порфирит плагиоклазовый, покров. Р. Катунь у пос. Усть-Сема.
 38 — афирит диабазовый, покров. Рч. Улюта, лев. приток р. Катунь.
 39 — афирит диабазовый, покров. Водораздел верховьев рек Ороктоя и Соурлу (лев. притоки р. Катунь).
 40 — микропорфирит плагиоклазовый, покров. Рч. В. Карой, лев. приток р. Чемал.
 41 — микропорфирит пироксеново-плагиоклазовый, покров. Рч. Улюта, лев. приток р. Катунь.
 42 — микропорфирит плагиоклазовый, покров. Рч. Карсыгал, прав. приток р. Чемал.
 43 — микропорфирит плагиоклазовый, покров. Правобережье рч. Соурлу, лев. приток р. Катунь.
 29, 31—33, 36 — по материалам А. Н. Кононова; 16, 17, 24, 26 — по материалам Е. Б. Высокоостровской.

уже отмеченной выше петрографической выдержанности трудно ожидать для последних существенного отличия в химизме эффузий.

Совершенно отчетливо все три комплекса представляют в общем базальтовые парагенезы нормального щелочноземельного ряда. Среднеарифметические составы кембрийских лав близки к средним для всех базальтов по Р. Дэли, а рифейских — приближаются к более основному составу гавайских базальтов (рис. 2 и 3). В связи с этим теряют силу прежние косвенные суждения о заметном развитии андезитов в рифее и кембрии Прикатунской полосы [3].

От рифейского к ниже-среднекембрийскому комплексу в Центральноалтайской зоне наблюдается снижение содержаний магния и железа, увеличение щелочей (рис. 3).

По сравнению с теми же рифейскими лавами в нижекембрийском комплексе Восточноалтайской зоны уменьшено содержание феррических компонентов, повышено содержание кремнезема, при нормальном сопряженном уменьшении глинозема и двуокси титана. Появляются кварцевые базальты и андезитобазальты, но и в этом случае достоверно не зафиксировано типичных андезитовых порфиритов и покровов кислых лав. Ранее отмечались продукты кислых извержений в виде аркозовых песчаников и пород, напоминающих по структуре туфы [3], но местное, автохтонное происхождение исходного для них материала пока не подтверждено. Е. Б. Высокоостровской [7] приведены результаты отдельных анализов кислых пород субвулканического облика из восточной полосы и других участков Горного Алтая, но отнесение этих пород к кембрию совершенно условно. Так или иначе, в нижекембрийской серии лав все же довольно отчетливо выражена продвинутость дифференциационного ряда базальтоидных лав в сторону более кислых составов.

Во всех трех комплексах устанавливается резкое преобладание натрия над калием при обычно очень низких содержаниях последнего.

Средняя фигуративная точка составов нижекембрийских лав Восточного Алтая на плоскости ASB ложится между средними петрохимическими линиями для типовых серий Лассен-Пик и Сан-Франциско (щелочно-известковый «тихоокеанский» тип базальтоидного магматизма), а средние составы лав обоих комплексов Центральноалтайской зоны выходят в поле с более высокой щелочностью, приближаясь к серии Этны (щелочной «средиземноморский» тип). Эта разница, по-видимому, отражает первичные различия щелочности и интересна как один из показателей разных стадий развития коры в двух различных крупных тектоно-формационных зонах Алтая.

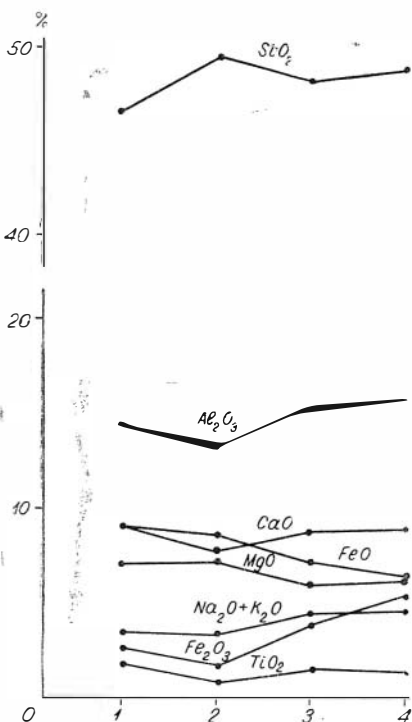


Рис. 3. Среднеарифметические содержания окислов в лавах:

1 — рифейский комплекс Алтая; 2 — нижекембрийский комплекс Восточноалтайской зоны; 3 — ниже-среднекембрийский комплекс Центральноалтайской зоны; 4 — среднее для всех базальтов, по Р. Дэли.

Однако при этом приходится иметь в виду, что в том и другом случае щелочность лав бывает поднята в связи с наложенным процессом альбитизации, который проявился в изменении состава плагиоклазов и, кроме того, в новообразованиях альбита по трещинам и пустотам. Развита вторичная деанортитизация в рассматриваемых базальтовых лавах, несомненно, явилась причиной того, что наблюдаемые в них плагиоклазы оказываются обычно альбитами. Наложенный альбит в лавах часто ясно парагенетически связан с целым рядом других раннегидротермальных, «автометаморфических» минералов, образованных еще в процессе становления каждого вулканического комплекса.

На обобщаемом здесь материале не видно отчетливой связи обогащения лав натром с подводной фацией излияния базальтов. В каждом комплексе фигуративные точки заведомо подводных лав, в том числе подушечных, и наземных лав (красноцветных) попадают примерно поровну и левее, и правее средней продольной линии вариационного ряда для каждого комплекса.

На рис. 2 нанесены фигуративные точки для спилитов, рассчитанные по набору химических анализов Н. Сандьюса [19]. На щелочном поле диаграммы видно, что среди изученных древнейших базальтовых лав Алтая нет группы, которая отвечала бы составу типичных спилитов.

В нашем и аналогичных случаях можно говорить не о спилитах в принятом узком петрохимическом и петрографическом значении, а лишь о представителях более широкой спилитовой группы лав, которая имеет все естественные переходы к «обычным» зеленокаменным базальтам. В соответствии с позицией А. Н. Заварицкого [9], который придавал понятию спилитов расширенный, общегеологический смысл, к спилитовой группе целесообразно отнести высоконатровые базальтовые лавы зеленокаменного облика, для которых в каждом случае характерна совокупность признаков: более или менее развитая наложенная альбитизация и деанортитизация, явная принадлежность к подводноморской фации излияний (часто непосредственный парагенез с кремнистыми и карбонатными осадками); миндалекаменное и подушечное сложение. В рассматриваемых трех вулканических комплексах с этой точки зрения имеет место развитие только плохо выраженных, «зачаточных» представителей спилитовой группы.

Для рифейского и ниже-среднекембрийского комплексов в Центральноалтайской зоне намечается одинаково направленная эволюция составов снизу вверх. На позднем этапе излияний в каждом случае (соответственно от баратальской к манжерокской и от усть-семиной к ороктойской свите) уменьшаются средние содержания FeO (при незначительном уменьшении или постоянном количестве валового железа), MgO , CaO , K_2O , Cr_2O_3 и увеличивается Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O . Среднее содержание SiO_2 в лавах на поздних этапах в обоих комплексах (и по ориентировочному подсчету — в нижекембрийском комплексе) незначительно уменьшается, но одновременно заметно уменьшается доля силикатного кремнезема (показатель b). Отмечается, что лавы ранних частей образуют относительно компактную петрохимическую группу, а поздние части отличаются большим петрохимическим разбросом, что является выражением нарастающей дифференциации в ходе становления комплекса. Перечисленные статистические закономерности нуждаются в проверке на более обширном петрохимическом материале.

Некоторые отличительные особенности комплексов проявляются при сравнении средних содержаний и вариаций встречаемости второстепенных окислов и элементов-примесей (табл. 2, рис. 4). Полуколичественные спектральные анализы выполнены в Институте геологии и гео-

физики аналитиком Н. В. Резниковым и частично в Томском политехническом институте А. Г. Глазуновой.

Для рифейского и ниже-среднекембрийского комплексов в Центральноалтайской зоне характерно повышенное содержание титана против средних цифр для базальтов (рис. 3) и основных пород (табл. 2).

Среднее содержание марганца по химическим и спектральным анализам нигде не достигает кларкового для основных пород.

Таблица 2

Среднее содержание второстепенных элементов и элементов-примесей (аксессуаров) в лавовых породах (в граммах на тонну)

Элементы	К о м п л е к с ы			Среднее для основных пород. (В) — по Виноградову А. П.; (Т) по Таусону П. В.
	рифейский	нижнекембрийский	нижне-среднекембрийский	
Марганец	{ 1070 1390*	720 1630*	950 1860*	2200 (В)
Никель	150	100	85	160 (В)
Кобальт	62	50	54	45 (В)
Титан	12000*	6000*	10800*	9000 (В)
Ванадий	125	155	150	200 (В)
Хром	{ 390 490*	475 720*	300 360*	300 (В)
Молибден	3	1	6	1,4 (В); 0,9 (Т)
Цирконий	9	6	4	100 (В); 70 (Т)
Медь	49	51	55	140 (В)
Свинец	4	5	6	8 (В, Т)
Цинк	150	106	60	130 (В); 103 (Т)
Олово	1,9	1,5	6	1,5? (Т)
Галлий	28	29	24	18 (В); 16 (Т)
Бериллий	4	3	2	0,5 (Т)
Иттрий	1	0,5	—	18 (В)
Иттербий	1	0,5	—	1? (В)
Стронций	250	210	260	440 (В)
Барий	250	130	290	270 (В)

* Содержание элемента по химанализам (последние для рифейского комплекса имеются только по Центральноалтайской зоне).

Из элементов-примесей резко ниже средних цифр для основных пород установленное в лавах содержание циркония не достигают нормы также медь, стронций. В рифейском и нижекембрийском комплексах повышено содержание хрома.

Ванадий, стронций, галлий во всех случаях дают близкие средние содержания и сходный характер статистического распределения.

От рифейского к кембрийским комплексам уменьшается примесь цинка при одновременном увеличении свинца, что согласуется с общей закономерностью поведения этих элементов в нормальном ряду магматических пород по мере уменьшения основности и меланократовости. С этой же тенденцией согласуется уменьшение хрома (до кларкового уровня) и никеля в ниже-среднекембрийском комплексе по сравнению с рифейским.

В кембрийских лавах несколько повышается содержание меди, хотя оно и не достигает нормы основных пород.

Ниже-среднекембрийский комплекс отличается от обоих более древних редкой встречаемостью бериллия в пределах аксессуория, который в двух последних зафиксирован более чем в половине проб.

Элемент	Содержание в весовых %		Число проб
	Нижние - кембрийский	Нижние - пурейский	
Mn	0% - 100%	0% - 100%	1
	0,006 - 0,008	0,01 - 0,05	10
	0,06 - 0,1	0,2 - 0,3	3
Ni	0% - 100%	0% - 100%	1
	не обнаруж.	0,001 - 0,006	28
	0,006 - 0,009	0,01 - 0,05	7
Co	0% - 100%	0% - 100%	1
	0,06 - 0,1	< 0,001	3
	0,001 - 0,005	0,006 - 0,009	5
V	0% - 100%	0% - 100%	1
	0,01 - 0,03	0,01 н	9
	0,001 н	0,01 н	57
Cr	0% - 100%	0% - 100%	1
	не обнаруж.	0,001 - 0,005	3
	0,006 - 0,009	0,01 - 0,05	13
Mo	0% - 100%	0% - 100%	1
	0,06 - 0,1	0,1 - 0,3	0
	не обнаруж.	не обнаруж.	1
Zn	0% - 100%	0% - 100%	1
	< 0,001	< 0,001	3
	0,001 - 0,003	< 0,001	3
Cu	0% - 100%	0% - 100%	1
	0,001 - 0,005	0,006 - 0,009	12
	0,01 - 0,05	не обнаруж.	10
Pb	0% - 100%	0% - 100%	1
	< 0,001	< 0,001	4
	0,001 - 0,003	0,004 - 0,00	0
Zn	0% - 100%	0% - 100%	1
	не обнаруж.	не обнаруж.	4
	0,001 - 0,005	0,001 - 0,005	19
Sn	0% - 100%	0% - 100%	1
	0,01 - 0,05	0,01 - 0,05	0
	0,08 - 0,07	не обнаруж.	9
Ga	0% - 100%	0% - 100%	1
	не обнаруж.	< 0,001	5
	0,001 - 0,003	0,001 - 0,003	10
Be	0% - 100%	0% - 100%	1
	< 0,001	< 0,001	0
	0,001 - 0,003	0,001 - 0,003	41
Y	0% - 100%	0% - 100%	1
	0,01	не обнаруж.	49
	не обнаруж.	< 0,001	10
Yb	0% - 100%	0% - 100%	1
	0,001 - 0,003	0,001 - 0,003	7
	не обнаруж.	не обнаруж.	24
Sr	0% - 100%	0% - 100%	1
	не обнаруж.	не обнаруж.	0
	0,001 - 0,003	не обнаруж.	15
Ba	0% - 100%	0% - 100%	1
	0,001 н	0,001 н	18
	не обнаруж.	не обнаруж.	33

Рис. 4. Гистограммы распределения элементов-примесей и примесей-акцессориев по вулканическим комплексам рифей и кембрия Агтая (по спектральным анализам лавовых и небольшого количества слитковых и дайковых пород).

Для Восточноалтайской зоны, по-видимому, характерно обогащение древних лав хромом и обеднение их титаном, барием, молибденом.

Среди продуктов ранней, внутриформационной гидротермальной минерализации во всех комплексах широко распространены образования щелочных и известковых гидротерм — кальцит и альбит — и хлориты.

Другие раннетермальные минералы развиты меньше и обычно неравномерно. Встречаются парагонитовые слюдки и скаполиты, пренит (последний главным образом в кембрийских лавах и туфах). Актинолит, эпидот, цоизит более характерны для лав и туфов рифейского и нижнекембрийского комплексов, причем развитие этих минералов явно усилено поздними гидротермальными процессами: в первом случае в связи с последующим кембрийским вулканизмом, во втором — под влиянием девонских эффузий и палеозойских интрузий.

Раннегидротермальные кварц и халцедон в непосредственной ассоциации с покровами лав и туфов довольно распространены в нижнекембрийском комплексе восточноалтайской полосы и в общем более редки в обоих комплексах в пределах Центральноалтайской зоны, появляясь в больших эксгальационно-осадочных массах (яшмы, радиоляриты) лишь в парагенезе со среднекембрийскими лавами и туфами. Усиление кремнистых гидротерм, таким образом, сопряжено с уменьшением основности лав.

В прикатунской полосе, где древние лавы отличаются вообще повышенной титанистостью, в миндалинах встречаются кристаллы сфена (находки относятся главным образом к манжерокской свите). В этой же зоне в лавах и туфах встречается гидротермально наложенный гематит.

В вулканитах всех комплексов отмечается скудный пирит, а в кембрийских, кроме того, — раннетермальные сульфиды меди, барит.

К кембрийским вулканическим сериям ясно приурочена бороалюмосиликатная минерализация (аксинит, турмалин), не встреченная пока в непосредственной связи с эффузивами баратальской и манжерокской толщ. Аксинит в ассоциации с эпидотом, кварцем, гематитом, пренитом образует прожилки в породах ниже- и среднекембрийских эффузивно-осадочных накоплений. Галка аксинито-эпидотовой породы найдена во внутриформационном нижнекембрийском конгломерате сарысазской свиты.

В качестве основных выводов отметим следующее.

1. В составе раннегеосинклинальных эффузивно-осадочных серий рифея и кембрия на Алтае по имеющимся материалам можно выделить три эффузивных комплекса: рифейский, нижнекембрийский Восточноалтайской зоны, ниже-среднекембрийский Центральноалтайской зоны. В основу выделения положена совокупность признаков, указывающих на относительную геологическую самостоятельность каждого комплекса и исходного магматического бассейна: а) стратиграфическая обособленность, отражающая длительные периоды вулканического покоя до и после формирования комплекса; б) обособленность в конкретной тектоно-формационной (структурно-фациальной) зоне на определенном этапе развития области; в) петрохимическая и геохимическая специфика вулканогенных образований; г) тенденция увеличения степени дифференциации лав в комплексе снизу вверх по стратиграфической вертикали (усиление петрохимических вариаций, ритмично-направленное изменение содержания химических компонентов).

2. Все три выделяемые комплекса представляют собой базальтовые ассоциации щелочно-известкового ряда, причем основность рифейских

эффузивов значительно выше средней для всех базальтов, по Р. Дэли, и приближается к средней для гавайских лав. Прямые петрохимические данные не подтверждают сколько-нибудь существенной роли андезитов в древнейших вулканических комплексах Алтая в отличие от Тувы, Западного Саяна, Горной Шории и Салаира, где известны кембрийские представители андезитовой и существенно кератофировых формаций [18]. Описываемые древние эффузивные парагенезы Алтая можно уложить в рамках диабазового и диабазово-кератофирового формационного типа. Общая недоразвитость эвгеосинклинального ряда эффузивных формаций, по-видимому, не случайно связана с тем достаточно известным обстоятельством, что Алтай занимал в рифейско-палеозойской геосинклинальной области Алтае-Саян «внутрибассейновое» положение, запаздывая в развитии по сравнению с районами, примыкавшими к Сибирской платформе.

3. Несмотря на общую формационную «однотипность», в кембрийских комплексах по сравнению с рифейским выявляется некоторое понижение основности, а также ряд других регулярных и закономерных петрохимических и геохимических отличий в соответствии с возрастной последовательностью комплексов. Некоторые различия состава сопряжены с приуроченностью к разным тектоно-формационным зонам кембрия — Восточноалтайской и Центральноалтайской.

4. Следует иметь в виду возможность практически интересных боросиликатных скоплений в полях и подводящих аппаратах кембрийских эффузивов Алтая. Представляется интересным также накопление материала по колчеданным рудопроявлениям в связи с древними эффузиями Алтая, по марганцовисто-железистым микрокварцитам, парагенетически связанным с этими эффузивами, а также по раннетермальной титановой (сфеновой) минерализации в Центральноалтайской зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А. Ф. К геологии Бийского выступа в Северном Алтае. Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. 17, 1956.
2. Белоусов А. Ф. О разрезе древнейших неметаморфических толщ и верхней границе докембрия Алтая. Изв. Томского политехн. ин-та, т. 90, 1958.
3. Белоусов А. Ф. Древнейшие эффузивные проявления в Горном Алтае. «Геология и геофизика», 1961, № 8.
4. Белоусов А. Ф., Сенников В. М. Кембрий Северо-Восточного Алтая. Труды СНИИГГИМСа, вып. 13. Матер. по регион. геологии, М., Госгеолтехиздат, 1960.
5. Винкман М. К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая. Труды СНИИГГИМСа, вып. 5. Матер. по регион. геологии, М., Госгеолтехиздат, 1959.
6. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.
7. Высокоостровская Е. Б. Геохимические особенности среднекембрийских магматических пород восточного Горного Алтая. «Геохимия», 1961, № 3.
8. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
9. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
10. Кочкин Г. Б. К характеристике кембрийских субвулканических интрузий в Горном Алтае. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 41.
11. Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, вып. 12, 1952.
12. Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая. «Изв. вост. филиалов АН СССР», 1957, № 2.
13. Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Матер. по геологии Зап. Сибири, вып. 41. 1939.

14. Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов). «Геология и геофизика», 1961, № 10.
15. Меняйлов А. А. Геолого-петрографическое описание части Чойского аймака Ойротской автономной области в Западной Сибири. Матер. по петрогр. и геохимии Кузн. Алатау и Алтая. М., Изд-во АН СССР, 1937.
16. Перфильев Ю. С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Горного Алтая. «Изв. высш. учеб. завед., сер. «Геология и разведка», 1959, № 11.
17. Перфильев Ю. С. О стратиграфии докембрийских отложений Горного Алтая. «Изв. высш. учебн. завед., сер. «Геология и разведка», 1960, № 11.
18. Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
19. Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
20. Усов М. А. Фазы эффузивов. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, 1960.
21. Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Редина Л. Н., Розанов А. Ю. Нижний кембрий Горного Алтая. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1962, № 3.

ТИПЫ ФОРМАЦИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СИБИРИ

Щелочные породы Сибири исключительно разнообразны по составу, структуре, петрохимическим особенностям, по взаимоотношениям с вмещающими породами и по ряду других признаков. Изучены они далеко не равномерно, но в настоящее время имеются уже весьма разнообразные сведения, позволяющие определить характерные черты щелочных пород различных регионов, выявить принадлежность этих пород к более или менее резко обособленным магматическим комплексам и установить типичные для них парагенетические ряды и ассоциации.

Главные области распространения щелочных пород в Сибири сосредоточены в пределах Алданского щита, Байкало-Патомского нагорья, в северной части Забайкалья, в восточной части Саяно-Алтайской складчатой области, на Енисейском кряже, а также в северной части Сибирской платформы. Этими территориями очерчивается почти непрерывный Средне-Сибирский пояс распространения щелочных пород, как бы обрамляющий платформу на юго-востоке, юго-западе, западе и севере. В сравнительно ограниченном распространении щелочные породы известны внутри этого пояса на Сибирской платформе, а также и за его пределами — на Таймыре, Колыме, Сахалине и в Приморье.

История изучения щелочных пород Сибири связана с именами ряда исследователей, усилиями которых уже в течение первой половины текущего столетия был выявлен ряд крупных районов распространения щелочных пород. На Алданском щите такие породы весьма обстоятельно изучил Ю. А. Билибин [10, 11]. Краткое описание щелочных пород Байкало-Патомского нагорья дали Е. П. Молдаванцев [34] и Ю. И. Половинкина [40]. В северном Забайкалье, где еще А. П. Карпинский [24] обнаружил в коллекциях А. Э. Гедройца грорудиты, А. А. Арсеньев [1] и И. В. Лучицкий [33] выявили широкое распространение грорудитов, сельвсбергитов и щелочных гранитов. В Саяно-Алтайской области с ее щелочными породами, известными по работам И. П. Рачковского [42], А. Н. Чуракова [50] и Я. С. Эдельштейна [55], систематическое изучение этих пород предпринял И. К. Баженов [5]. В Енисейском кряже еще в начале столетия А. К. Мейстер [35] весьма детально описал ряд выходов щелочных пород. На севере Сибирской платформы щелочные породы обнаружили Г. Г. Моор [36] и Н. Кабанов. Первые описания этих пород дали Г. Г. Моор и Б. М. Куплетский. Среди трапповых полей Сибирской плиты щелочные породы стали известны благодаря петрографическим исследованиям В. С. Соболева [46]. По другим территориям Сибири о щелочных породах имелись лишь самые беглые сведения.

В течение последнего десятилетия наши знания о щелочных породах Сибири резко расширились. Появились новые работы по территории Алданского щита (А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева [3], И. В. Белов [7], Ю. К. Дзевановский [18] и др.), по Байкало-Патомскому нагорью и северному Забайкалью (И. В. Белов [8, 9], Д. И. Шилин [53] и др.). Итоги изучения щелочных пород восточной части Саяно-Алтайской области подвел И. В. Лучицкий [32], а по югу этой области новые данные изложили В. А. Кононова [26], В. С. Кудрин и М. А. Кудрина [29] и Р. М. Яшина [56]. Новые материалы привели также Е. В. Свешникова [44] и др. по Енисейскому кряжу, Е. Л. Бутакова [13, 14], Г. Г. Моор [37, 38] и др. по северу Сибирской платформы, А. П. Васьковский [15], М. И. Рабкин [41], Е. К. Устиев [47] и др. по восточным районам. Существенный интерес представила, в частности, работа Г. М. Гапеевой [17] по щелочным породам Приморья.

Разнообразные материалы по характеристике щелочных пород Сибири приведены также и в обобщающих работах. К числу ранних работ такого рода относится исследование щелочных пород СССР Б. М. Куплетским [31]. В недавнее время появились сводки по щелочным породам, составленные Ю. М. Шейнманом, Ф. Р. Апельциным и Е. А. Нечаевой [52], и краткий обзор щелочных пород СССР, опубликованный О. А. Воробьевой [16].

Две последние работы затрагивают общие проблемы выделения формаций щелочных пород Сибири. В работе коллектива авторов [52], указано три типа таких формаций: ультраосновная, габброидная и гранитоидная.

Основной принцип выделения формаций — предположение о существовании трех соответствующих типов «исходных магм». «Такое деление», пишут авторы, «является естественным и на нем построена вся работа, но оно может быть обосновано только в том случае, если другие предполагаемые причины возникновения щелочных пород являются неверными» (кроме предлагаемой авторами «дифференциации без или почти без внешних влияний»).

В отличие от коллектива авторов О. А. Воробьева [16] выделяет следующий ряд ведущих формаций, каждая из которых обладает индивидуальными особенностями состава и представляет «определенную комагматическую ассоциацию щелочных пород»: 1) бесполовошпатовых пироксено-нефелиновых пород ийолит-мельтейгитовой серии, 2) нефелиновых сиенитов, 3) щелочных и субщелочных сиенитов, 4) щелочных и субщелочных гранитов и, наконец, 5) лейцитовых и анальцимовых щелочных базальтоидных и габброидных пород.

Нетрудно видеть, что первая концепция весьма субъективна и поэтому недостаточно убедительна, так как опирается на совершенно гипотетическое, хотя и широко распространенное представление о трех «исходных магмах». Значительно более удачная систематика формаций, предложенная О. А. Воробьевой, также включает априорное представление о комагматичности определенных ассоциаций горных пород. Между тем выделение формаций как естественных сообществ горных пород, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении, должно быть свободно от таких представлений.

Какие же естественные сообщества горных пород, включающие щелочные разновидности последних, иначе говоря, какие формации щелочных пород выявлены в настоящее время на территории Сибири? Учитывая разнообразие состава и структуры щелочных пород, петрохимические их особенности, а также взаимоотношения и парагенети-

ческие связи с другими породами, представляется возможным по состоянию современных знаний выделить, по крайней мере, следующие типы формаций щелочных пород Сибири: гипербазитовую и кимберлитовую, трапповую, трахибазальтовую, лейцититовую, горячитовую, щелочных габброидов, щелочносиенитовую, щелочногранитную и гибридную. Все эти разнородные формации характеризуются не только определенными парагенетическими связями щелочных пород с другими, но также и структурной приуроченностью к определенным тектоническим элементам или к определенному этапу формирования последних.

Большинство выделяемых формационных типов щелочных пород известно по литературным данным, поэтому нет оснований давать для каждого из них детальную характеристику. Разнообразные литературные данные, представленные в числе упомянутых выше обобщающих работ, позволяют ограничиться кратким изложением основных сведений о формациях щелочных пород. Более обстоятельное изложение материалов может представлять интерес лишь для малоизвестных типов формаций таких, например, как горячитовая формация.

Гипербазитовая формация хорошо известна по описанию Е. Л. Бутаковой, Г. Г. Моора, Ю. М. Шейнмана и других исследователей на севере Сибирской платформы. Наиболее полный ряд пород этой формации включает дуниты, перидотиты, щелочноземельные и щелочные (биотитовые и нефелиновые) пироксениты, ийолиты, мельтейгиты, якупирангиты, шонкиниты, нефелиновые и эгириновые сиениты, мелилитовые породы и карбонатиты.

О. А. Воробьева выделяет щелочные породы рассматриваемого ряда в качестве формации бесполовошпатовых, пироксено-нефелиновых пород ийолит-мельтейгитовой серии.

Щелочные породы этой формации образуют совместно с гипербазитами различного размера интрузивные тела, иногда весьма крупные (Гулинская интрузия достигает 60 км в длину), но обычно не превышающие 6—8 км в поперечнике. В этих телах, имеющих в большинстве случаев почти правильную округлую или эллипсоидальную форму, количественные соотношения между ультраосновными и щелочными породами варьируют в больших пределах. Встречаются массивы, почти нацело сложенные гипербазитами, среди которых щелочные породы образуют преимущественно небольшие жилы (интрузии Бор-Урях, Гулинская). В других телах, наоборот, щелочные породы резко преобладают (интрузии Одихинча, Маган и другие).

В большинстве случаев интрузивные серии не сопровождаются комплексами излившихся пород, но в отдельных случаях наблюдаются замечательные примеры связи интрузий с излияниями. Особенно нагляден пример Гулинской интрузии, окаймленной лаво-туфовыми полями ультраосновных и основных пород, а также щелочных базитов и ультрабазитов. Комплекс излившихся пород включает своеобразный тип ультраосновных пород — меймечитов, представляющих полустекловатую фацию дунита, содержащую сравнительно крупные вкрапленники оливина в стекле. Наряду с меймечитами, принадлежность которых к излившимся породам Е. Л. Бутакова доказывает вопреки мнению Ю. М. Шейнмана и других исследователей, в обрамлении Гулинской интрузии развиты щелочные и базальтовые лавы. Щелочной комплекс излияний содержит лимбургиты, авгититы, нефелиновые и мелилитовые базальты, меланократовые нефелиниты и другие разновидности щелочных пород. Комплексу щелочных лав подчинены базальты, покровы которых располагаются в южной и северо-восточной частях лавового поля.

Для Сибири такое сочетание интрузивных и излившихся серий щелочных и ультраосновных пород, какое отмечено для Гулинской интрузии, является не вполне обычным, хотя аналогичные примеры сочетания разнофациальных парагенетически связанных комплексов пород известны, в частности, на Енисейском кряже. В этом районе ийолит-мельтейгитовая серия пород с нефелиновыми и щелочными сиенитами сопровождается разнообразными гипабиссальными и, по-видимому, эффузивными образованиями сиенит-трахитового состава. Эти породы, в различной степени раскристаллизованные, представлены главным образом щелочными кварцевыми и бескварцевыми трахитовыми порфирами, сиенит-порфирами и сельвсбергитами, образующими определенную систему пластовых тел в обрамлении интрузивного щелочного комплекса.

В других районах Сибири парагенезис с эффузивными и гипабиссальными комплексами для щелочных пород гипербазитовой формации пока не отмечен, хотя он вполне вероятен, например, для Алданского района, в частности для интрузии Инагли, если вообще можно эту интрузию относить к данной формации, учитывая ее отличительные черты, описанные Ю. А. Билибиным [10].

Выявленная первоначально на севере Сибирской платформы, гипербазитовая формация щелочных пород сейчас установлена уже во многих районах Сибири. Щелочные породы гипербазитовой формации известны на Енисейском кряже, на северных склонах Восточного Саяна, в северном Забайкалье и на Витимском нагорье, на Алданской плите. Изучены эти породы значительно хуже, чем на севере Сибири, но во всяком случае достаточно полно для того, чтобы можно было очертить область их распространения, расположенную целиком на древней платформе.

Непосредственная связь щелочных пород гипербазитовой формации с кимберлитами не установлена, но, по-видимому, существуют переходы от кимберлитовых трубок к интрузивным телам щелочных пород гипербазитовой формации. Кимберлиты сами по себе представляют весьма сложную группу образований смешанного типа, в которой наряду с явно преобладающими породами нормального ряда присутствуют также и щелочные гипербазиты. Щелочной модуль кимберлитов весьма изменчив, но главная масса кимберлитов отличается пониженными значениями щелочного модуля. Высокие значения последнего типичны, по-видимому, для слюдястых кимберлитов. Разнообразные породы кимберлитового ряда парагенетически не связаны с рассмотренными выше щелочными породами гипербазитовой формации и, следовательно, должны быть отнесены к самостоятельному формационному типу.

Трапповая формация щелочных пород включает разновидности траппов, отличающиеся от обычного ряда этих пород присутствием цеолитов, щелочных пироксенов и реже щелочных амфиболов. Роль этих минералов в составе пород обычно невелика и за редким исключением не приводит к появлению разновидностей, соответствующих по химическому составу типичному щелочному ряду. Трапповая формация щелочных пород распространена главным образом на Сибирской платформе, но изучена пока еще очень слабо. Кроме работ В. С. Соболева [46], им посвящена, в частности, статья Л. П. Хряниной [48], в которой она дает более или менее детальный систематический обзор щелочных пород трапповой формации, встреченных на р. Бахте. По этим ограниченным сведениям можно судить о том, что ряд пород, типичных для данной формации, включает преимущественно аналцимовые диабазы,

рядом с которыми встречаются сравнительно редкие трахибазальты: пироксеновые тешениты, тешенитовые диабазы и щелочные лейкокраповые жилы. По данным В. С. Соболева [46], эти породы возникли главным образом в результате кристаллизационной дифференциации трапповой (базальтовой) магмы, но некоторые из них образовались при участии процессов ассимиляции вмещающих карбонатных пород магмой, обогащенной летучими компонентами.

Трапповой формации щелочных пород принадлежат некоторые разновидности базальтоидов северной части Минусинского прогиба [32], в частности анальцимовые диабазы, габбро-диабазы, секущие верхнедевонские, каменноугольные, а местами и пермские отложения. Наиболее близки к ряду щелочных пород базальты Бараджувльского некка, содержащие включения натрового адуляра. Химический состав этих пород соответствует трахидолеритам. Некки данного района имеют черты сходства с кимберлитовыми алмазоносными трубками и так же, как последние, выполнены брекчиевидными породами. Местами, например в районе дер. Кангаровой, эти породы изобилуют обломками ультраосновных пород.

Судя по истории формирования траппов Сибирской платформы, парагенетические связи интрузивных пород с излившимися для трапповой формации щелочных пород, по-видимому, обычны, но не обязательны.

Трахибазальтовая формация щелочных пород наиболее полно изучена И. В. Беловым [8] в Прибайкалье, на Витимском нагорье и в Западном Забайкалье. Типичная для этой формации серия пород охватывает оливинные, пироксеновые и другие базальты и долериты, трахибазальты, лимбургиты, авгитовые порфиристы, эссекситы, трахидолериты, кринаниты, тешениты, монзониты, акериты, бостониты, трахиандезиты, камптониты, тералитовые диабазы и другие породы, близкие по составу к перечисленным. Эта серия пород образует либо систему покровов, либо дайки или небольшие интрузивные тела иной морфологии (лакколиты и т. п.). Таким образом, для пород этой формации связь интрузий с изливаниями устанавливается весьма отчетливо. Размещение вулканогенных пород подчинено системе линейно вытянутых узких грабенов, пересекающих все Байкальское сводовое поднятие.

Состав и структура пород данной формации так же, как и формы их залегания, несравненно более разнообразны, чем для аналогичных пород трапповой серии, тем не менее имеются некоторые черты сходства между породами данной формации и рассмотренными выше породами траппового рода, чем вновь подчеркивается, что между различными формационными типами наблюдаются взаимные переходы.

Недостаточно ясны все особенности парагенезиса трахибазальтовой формации. В частности, неизвестно, насколько резко слагающие эту формацию породы отделены от развитых в аналогичной структурной обстановке, но образовавшихся раньше гранитных и сиенитовых интрузий.

Лейцититовая формация щелочных пород имеет много общего с трахибазальтовой. Тем не менее ряд особенностей состава и взаимоотношений с другими породами настолько резко отличают лейцититовую формацию, что объединение ее с предыдущей представляется невозможным. Характерной чертой щелочных пород лейцититовой формации следует считать присутствие в ряде разновидностей пород типоморфного для данной формации минерала — лейцита (или псевдолейцита).

Серия щелочных пород представлена эпидейцитовыми и псевдолейцитовыми порфирами, псевдолейцитовыми фонолитами, трахиандезитами, псевдолейцититами, авгититами, ортоклазовыми базальтами и андезитами, шонкинитами, эгириновыми нефелиновыми сиенитами и сиенит-порфирами, эгириновыми сиенитами, лаурвикитами, пуласкитами и меланитсодержащими сиенитами и сиенит-порфирами, а также пироксеновыми псевдолейцитовыми порфирами, псевдолейцитовыми тингуаитами, сельвсбергитами и бостонитами.

Типичную особенность данной формации представляет парагенезис щелочных пород с весьма разнообразными по составу кварцевыми и бескварцевыми порфирами, биотитовыми, роговообманковыми и пироксеновыми порфиритами, сиенит-порфирами, сиенит-диоритами и другими разновидностями пород щелочноземельного ряда.

Все эти породы так же, как и породы щелочного ряда, образуют систему разнообразных по размерам, но преимущественно небольших пластовых залежей, лакколлитов, штоков и даек. Пластовые залежи достигают 40—60 м мощности и прослеживаются на 18—20 км, размеры лакколлитов достигают 6—7 на 9 км, но обычно они значительно меньше.

Вся серия пород формировалась, по данным Ю. А. Билибина, на небольшой глубине, в гипабиссальной обстановке и возникла в результате кристаллизационной дифференциации трахибазальтовой магмы. Предполагается, что в верхний структурный ярус магма подавалась уже в дифференцированном виде и что образованию щелочных дифференциатов способствовали тектонические условия, создавшие систему разломов на краю Сибирской платформы.

Породы лейцититовой формации размещаются на древнем (архейском) кристаллическом основании, рассеченном системой разломов, но не подвергшемся столь резкому расчленению на систему грабенов и горстов, как это имеет место в области распространения пород трахибазальтовой формации. Архейские образования перекрываются резко несогласно залегающими и полого наклоненными на север кембрийскими отложениями, вместе с которыми в состав чехла Сибирской платформы входят юрские толщи, прорванные интрузиями щелочных пород и сопровождающими их породами.

Горячитовая формация была изучена и выделена в качестве самостоятельной формации автором [32] и др. на примере щелочных пород, развитых в восточной части Саяно-Алтайской складчатой области. Эта формация включает разнообразные породы, возникшие в обстановке весьма изменчивых глубин, частью сравнительно больших, соответствующих образованию так называемых глубинных пород, частью в приповерхностной обстановке, а также в субаэральных условиях. Типичный ряд глубинных пород этой формации охватывает габбро, тералиты, горячиты, уртиты, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты. К гипабиссальным и излившимся породам горячитовой формации относятся долериты, диабазы, базальты, базальтовые порфириты, эссекитовые порфириты, трахибазальты, нефелиновые порфиры, нефелиниты, а также, вероятно, тешениты, щелочные сиенит-порфиры и некоторые другие типы пород. Наиболее характерны для рассматриваемой формации горячиты, уртиты, берешиты и нефелиновые порфиры, существенно, а иногда резко обогащенные нефелином и парагенетически связанные с габбро и их излившимися аналогами — базальтами или базальтовыми и диабазовыми порфиритами.

Наиболее характерные типы пород горячитовой формации следует отметить в связи с тем, что, во-первых, эти породы обладают чертами.

отличающимися их от обычных щелочных пород, вследствие чего они получили оригинальные названия, во-вторых, породы горячитовой формации сравнительно мало известны, и соответствующий формационный тип выделяется впервые.

Глубинные щелочные породы горячитовой формации образуют систему овальных или почти округлых (в плане) штоков или небольших массивов, секущих девонские базальтовые покровы или подстилающие их более древние осадочно-метаморфические толщи. Отдельные массивы почти нацело сложены горячитами и их разновидностями или близкими к ним по составу породами, но имеются и такие тела, в которых главную роль приобретают ийолиты и уртиты, сочетающиеся с породами габбрового ряда.

Для типичных горячитов, чаще всего равномернозернистых, обычен состав: нефелина (50—60%), плагиоклаза, основного и среднего (25—30%), авгита, местами переходящего в титан-авгит или эгирин-авгит (15—20%), сравнительно небольшого количества калиево-натриевого полевого шпата (5—10%), а также аксессуарных апатита и магнетита. Спорадически в породах присутствуют эгирин, щелочные амфиболы, флюорит и различные сульфиды, но количества их обычно весьма незначительны.

Характерно обилие вторичных минералов — канкринита, гидрослюд, цеолитов, серицита, кальцита, реже эпидота и цоизита, а также пелитовой мути. Для горячитов обычна гипидиоморфно-зернистая структура, в ряде случаев с идиоморфными кристаллами нефелина, ксеноморфным авгитом и его разновидностями.

Первоначально эти породы были описаны в северной части Кузнецкого Алатау А. Н. Чураковым [50] под названием нефелиновых сиенитов. Позднее И. К. Баженов [5] назвал эти породы тералитами, а И. В. Луцицкий [32] — тералито-сиенитами. Такие разноречия вполне естественны, так как горячиты отличаются чертами своеобразия, хорошо выраженными не только в их минералогическом, но также и в химическом составе. Отличия этих пород от тералитов и нефелиновых сиенитов видны, в частности, на диаграмме, изображающей петрохимические особенности глубинных щелочных пород северной части Кузнецкого Алатау. На этой диаграмме (рис. 1, табл. 1) только для единичных химических анализов фигуративные точки приближаются к точке, соответствующей среднему составу тералитов по Р. Дэли [19]. Химические анализы, отвечающие этим фигуративным точкам, относятся к породам мало распространенным в северной части Кузнецкого Алатау и встречающимися преимущественно в краевых зонах массивов щелочных пород. Главная масса фигуративных точек, соответствующая химическим анализам глубинных щелочных пород, располагается на диаграмме вдали от точки, изображающей средний состав тералита по Р. Дэли. Эти фигуративные точки размещаются в пределах сравнительно широкой полосы, начинающейся много ниже и левее точки, отвечающей среднему составу нефелинового сиенита (Р. Дэли, [19]). Эта полоса следует затем по направлению к сиенитам, а далее вверх и вправо от них к лейкократовым нефелиновым сиенитам (фойяитам) и уртитам. Химический состав щелочных пород северной части Кузнецкого Алатау соответствует, следовательно, серии, включающей прежде всего породы, существенно отличающиеся от нефелинового сиенита значительно меньшей кислотностью и меньшим относительным содержанием щелочей, далее нефелиновые сиениты обычного типа, лейкократовые нефелиновые сиениты (фойяиты) и, наконец, уртиты. Та группа пород, которая по химическому составу особенно резко отклоняется от

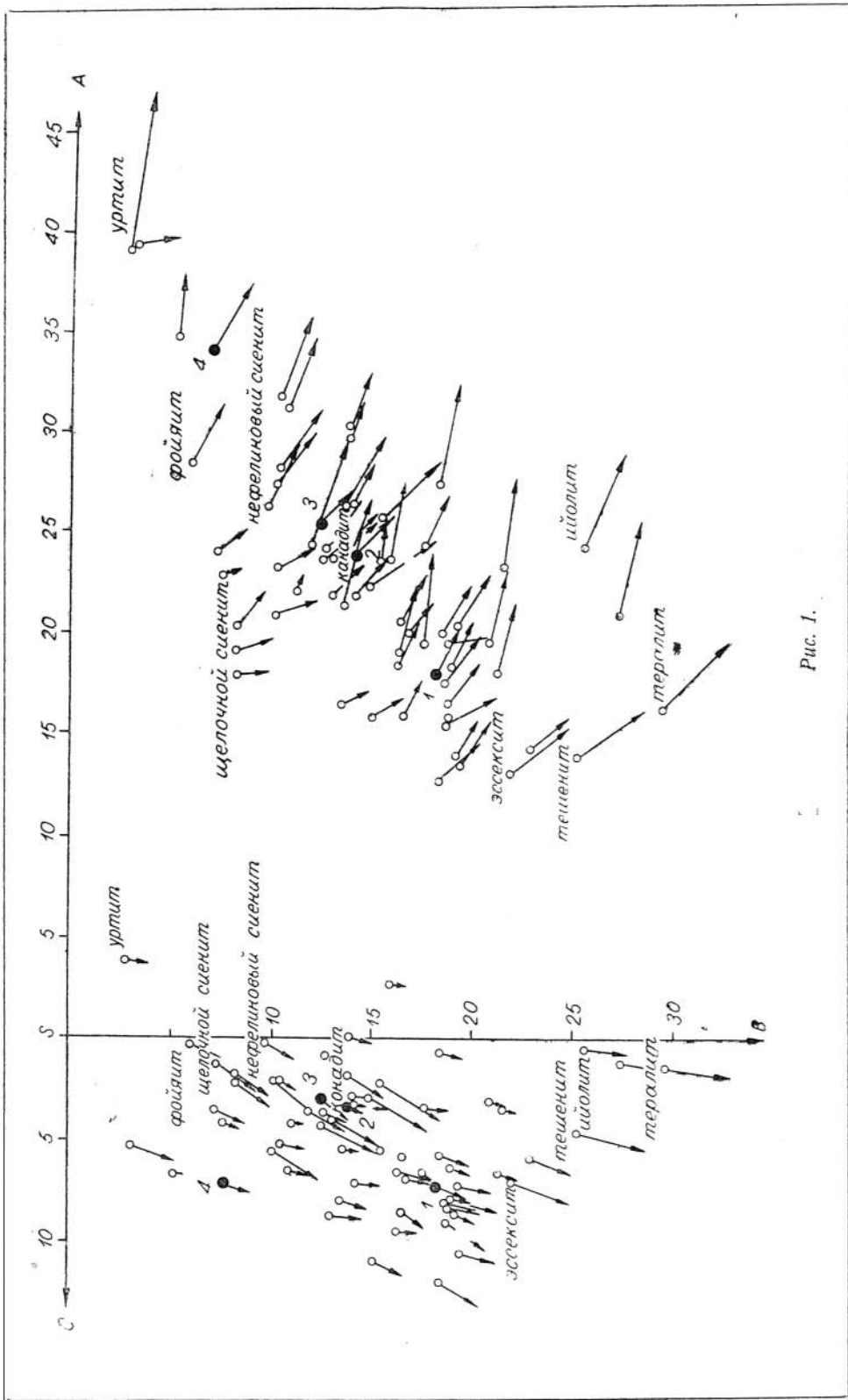


Рис. 1.

обычных нефелиновых сиенитов и обладает пониженной кислотностью, весьма типична. Именно для нее различными исследователями предложены наименования нефелиновых сиенитов, тералитов и тералито-сиенитов. Распределение фигуративных точек на диаграмме ясно показывает, что с тералитами эти породы имеют мало общего. Они более близки к нефелиновым сиенитам, с которыми связаны полной гаммой переходов. Существенно иной, чем в нефелиновых сиенитах, минералогический состав пород и одновременно резкие отличия их химического состава от свойственного типичным тералитам, от которых эти породы отличаются и сравнительно малым содержанием темноцветных мине-

Таблица 1

Средние составы щелочных пород горячитовой формации

Окислы	И н т р у з и в н ы е						
	Вес. %	И н т р у з и в н ы е				Э к с т р у з и в н ы е	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,11	47,75	48,84	40,42	45,27	45,90	50,93
TiO ₂	0,79	0,46	0,41	—	1,24	0,55	0,33
Al ₂ O ₃	21,48	21,74	22,65	30,40	20,31	22,25	20,81
Fe ₂ O ₃	4,55	4,98	2,40	0,97	6,09	5,38	3,58
FeO	5,98	4,03	4,50	2,73	4,82	3,71	4,35
MnO	0,19	0,18	0,15	—	0,23	0,39	0,19
Mg	1,23	0,73	1,84	0,53	2,18	0,97	1,14
CaO	8,97	5,54	5,34	6,08	7,53	4,64	3,21
Na ₂ O	6,05	9,13	7,85	11,74	5,08	8,84	8,04
K ₂ O	1,80	1,71	4,22	2,98	2,46	2,49	3,60
п.п.п.	4,70	3,53	0,76	2,73	4,50	4,75	3,28
С у м м а	99,14	99,78*	99,22**	98,58	99,71	99,85	99,42

* Включая 0,29 P₂O₅.

** Включая 0,26 P₂O₅.

1 — горячит (среднее из 18 анализов); 2 — сиенитовый горячит (среднее из 11 анализов); 3 — нефелиновый сиенит (среднее из 12 анализов); 4 — уртит (среднее из 4 анализов); 5 — тералит-порфирит (среднее из 6 анализов); 6 — берешит (среднее из 6 анализов); 7 — нефелиновый порфир (среднее из 7 анализов).

ралов, ясно показывают необходимость выделения их в качестве самостоятельного типа, занимающего в ряду тералит — нефелиновый сиенит совершенно определенное и независимое положение и заслуживающего специального названия горячитов [32].

В ряду горячит — нефелиновый сиенит имеются промежуточного состава породы с более кислым плагиоклазом. Эти породы, геологически не самостоятельные, лучше всего именовать сиенитовыми горячитами. От нефелиновых сиенитов их отличает присутствие титан-авгита или эгирин-авгита (взамен эгирина или щелочных амфиболов), от горячитов обычного типа — существенное содержание калиево-натриевого полевого шпата взамен плагиоклаза. Плагиоклаз в этих породах содержится в меньшем количестве и имеет более кислый состав. Кроме того, в них больше нефелина и оливина.

Строение сиенитовых горячитов чаще всего порфиридовидное; в основной равномернoзернистой массе породы обычно резко выделяются многочисленные крупные кристаллы нефелина, достигающие 2—3 см и более в поперечнике. Химический состав сиенитовых горячитов близок к канадитам, но от последних сиенитовые горячиты отличаются присутствием калиевого полевого шпата.

Помимо тералитов, горячитов и сиенитовых горячитов, среди глубинных пород горячитовой формации встречаются нефелиновые сиени-

ты, известные в краевых зонах ряда массивов Кузнецкого Алатау, отчасти также щелочные сиениты и в ограниченной степени типичные уртиты.

Глубинным породам, таким как горячиты, сиенитовые горячиты, нефелиновые сиениты и уртиты, соответствуют парагенетически и генетически связанные с ними разнообразные гипабиссальные и, частично, излившиеся щелочные породы. Гипабиссальный ряд пород включает берешиты (аналоги горячитов и сиенитовых горячитов), нефелиновые порфиры и фонолиты (аналоги нефелиновых сиенитов) и нефелиниты (аналоги уртитов). По минералогическому и химическому составам эти породы в общем весьма близки к соответствующим типам глубинных пород, что в отношении химического состава можно наглядно видеть на

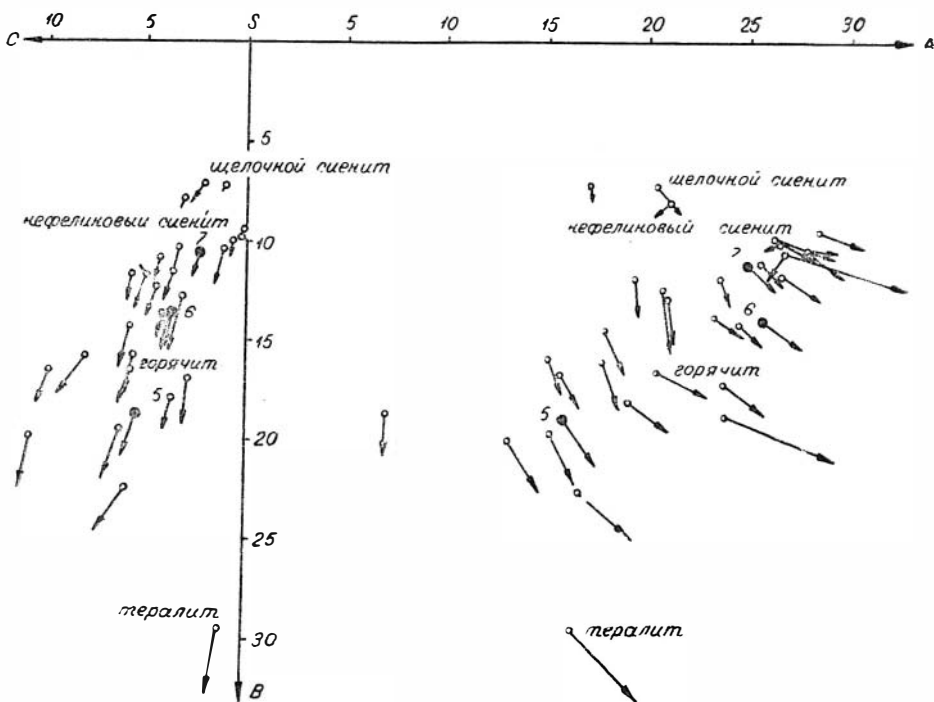


Рис. 2.

рис. 2, где показаны параметры химической характеристики гипабиссальных пород северной части Кузнецкого Алатау. Среди гипабиссальных пород горячитовой формации известны также эссекиты и эссекит-диабазы.

Берешиты, обнаруженные впервые И. П. Рачковским [43] в северной части Кузнецкого Алатау, были названы им ийолит-порфирами. Петрографическое изучение этих пород привело Эрдманнсдёрфера к выводу об их принадлежности к особому типу, существенно отличному от нефелиновых порфиров и заслуживающему специального наименования. Позднее берешиты изучались И. К. Баженовым [5] и другими исследователями.

Обычно берешиты образуют пластовые тела (залежи), иногда весьма мощные и протяженные. Значительно реже они встречаются в виде даек. Весьма типична для берешитов резко выраженная порфировая структура. Порфировые выделения весьма многочисленны и представлены главным образом идиоморфным нефелином, в меньшем количест-

ве андезином, калиевым полевым шпатом, титан-авгитом с оторочками эгирин-авгита и аксессуарными минералами — апатитом и титаномагнетитом. Базальтоидная основная масса породы имеет интерсертальную структуру и состоит из удлиненных мелких лейст плагиоклаза, зерен нефелина, калиевого полевого шпата, титан-авгита, эгирин-авгита, апатита и титаномагнетита. Таким образом, состав вкрапленников и основной массы существенно не отличается, хотя количественные соотношения между минералами таковы, что в порфириновых выделениях резко преобладает нефелин, а в основной массе — лейсты плагиоклаза и титан-авгит или эгирин-авгит.

Наблюдаются известные вариации в количественных соотношениях между лейкократовыми и меланократовыми компонентами пород, вследствие чего среди берешитов могут быть выделены разновидности, представляющие аналогию либо горячитам, либо сиенитовым горячитам. Наиболее меланократовые разновидности этого ряда пород приближаются к типичным тералит-порфиритам.

Близость берешитов к горячитам и сиенитовым горячитам устанавливается по данным химических анализов достаточно определенно (рис. 2). Так же, как и в горячитых, в берешитах обычны интенсивные вторичные изменения пород, приводящие к резкому падению значений щелочного модуля.

Горячиты и берешиты представляют группу пород типоморфных для горячитовой формации. Характерной особенностью для этих пород и для всей горячитовой формации в целом является теснейшая ассоциация не только с другими щелочными породами, перечисленными выше, но также с разнообразными излившимися породами базальтового ряда или с их интрузивными аналогами — породами габбрового ряда.

Парагенезис щелочных пород горячитовой формации с базальтами девонской вулканогенной серии и с габбро позволяет предполагать, что щелочные породы горячитовой формации представляют собой отщепления базальтовой магмы. На принадлежность этих пород к дифференциатам базальтовой магмы указывал ранее Б. М. Куплетский [31]. Близки к этой точке зрения также взгляды И. К. Баженова [5], предположившего связь рассматриваемой ассоциации щелочных пород с эссекситовой магмой.

Структура пород и взаимоотношения между отдельными минералами указывают на то, что при кристаллизации базальтовой магмы, из которой образовались базальты и долериты, происходило накопление щелочных остатков, вследствие чего в эссекситовом ряду пород вокруг кристаллов лабрадора образовывались оторочки щелочного полевого шпата, заполняющего также промежутки между лейстами плагиоклаза. Кристаллы авгита и титан-авгита окружаются каемками эгирин-авгита или эгирина. В интерстициях между минералами, слагающими породу, местами появляются продукты разрушения нефелина, а иногда и свежий нефелин.

Кристаллизация базальтовой магмы сопровождалась расщеплением ее и обособлением щелочных остатков, по-видимому, в том случае, когда магматические камеры оказывались в течение длительного времени замкнутыми. В этих условиях более легкая щелочная часть магматического расплава обособлялась вверху, а ранние продукты кристаллизации — оливин, пироксен и основные плагиоклазы — внизу. Возможно, что отделение щелочных остатков кристаллизации происходило при участии термодиффузионных процессов [6]. Условия накопления богатого щелочами остаточного расплава, по-видимому, были исключительно благоприятными в процессе формирования горячитовой форма-

ции, возможно потому, что тектоническая обстановка способствовала сохранению отдельных камер в не нарушенных разломами зонах, в частности в области развития флексуобразных изгибов, весьма типичных для области распространения пород горячитовой формации. Для берешитовых интрузий размещение вдоль флексуобразного изгиба установлено непосредственными наблюдениями. Насколько сильно бы: пересыщен щелочами остаточный расплав, можно видеть по признакам ранней кристаллизации нефелина, отчетливо устанавливаемой для берешитового ряда пород. В последних нефелин вместе с другими минералами ранней фазы кристаллизации — титан-авгитом, оливином и основным плагноклазом — образует весьма типичные резко идиоморфные порфиновые выделения, расположенные среди микрозернистой основной массы.

Естественно, что щелочные остатки кристаллизации базальтовой магмы, как правило, вторгались позднее базальтов и долеритов девонской вулканогенной серии и позже габброидов, представляющих корневые части девонских излияний. Базальтовые излияния и габбровые интрузии возникли в связи с появлением открытых трещин, достигавших глубинных магматических зон. Щелочные интрузии внедрялись лишь тогда, когда разломами вскрывались магматические камеры, в которых сосредоточивались остаточные щелочные расплавы.

Область распространения пород горячитовой формации в восточной части Саяно-Алтайской области дает ряд примеров, показывающих особенности строения щелочных интрузий на различных горизонтах эрозионного среза. Соответственно различные штоки щелочных пород залегают либо среди кембрийских отложений вдали от подошвы налегающих на них несогласно пород девонской вулканогенной серии, либо ближе к последней, либо, наконец, располагаются среди девонских излившихся пород. Сопоставление различно эродированных штоков показывает, что на больших глубинах отделение щелочных остатков от базальтовой магмы было, по-видимому, более совершенным. Вследствие этого штоки, вскрытые на сравнительно большую глубину, содержат наиболее богатые щелочные остатки, сохраняющиеся в виде уртитов, сочетающихся с габброидами, минуя промежуточные типы пород.

Общие данные о способе формирования щелочных пород горячитовой формации показывают, что нет необходимости привлекать к объяснению их происхождения ассимиляционную гипотезу. Разнообразные данные указывают на то, что образование щелочных пород горячитовой формации связано с процессом кристаллизационной дифференциации.

Щелочногабброидная формация представлена серией интрузивных габброидов, которым сопутствуют в более или менее значительном развитии щелочноземельные и щелочные сиениты, щелочные граниты, нефелиновые сиениты, луювриты и другие щелочные породы. Среди пород габбрового ряда нередки эссекситовые разновидности, а также меланитовые габбро. Такие серии пород, не всегда легко обособляемые, известны на Колыме (Талындинская интрузия), в Кузнецком Алатау и в некоторых других районах Сибири. Для этой формации типичны интрузивные тела разнообразной формы и размеров, иногда довольно крупные. Парагенезис с излившимися породами не характерен. Самостоятельное значение данной формации выявлено недостаточно.

Щелочносиенитовая формация широко известна на Енисейском кряже, в Восточном Саяне, на Байкало-Патомском нагорье, в Туве и ряде районов востока и северо-востока СССР. В различных районах породы этой формации изучались А. К. Мейстером [35], Я. С. Эдельштейном [55], Ю. И. Половинкиной [40], Е. П. МолдавANCEVым [34],

Э. А. Егоровой [20], Е. В. Свешниковой [44], Р. М. Яшиной [56] и другими исследователями.

К щелочносиенитовой формации относятся породы, образующие многочисленные, нередко весьма крупные интрузивные тела. К этому ряду пород принадлежат главным образом щелочные сиениты, отчасти щелочные граниты, лейкократовые и меланократовые нефелиновые сиениты (в частности, сайбариты), ювиты и тингуаиты. Породы этой формации в большинстве случаев парагенетически связаны с щелочноземельными сиенитами и гранитами. Парагенезис с излившимися и даже с гипабиссальными породами для данной формации не типичен.

Характерные черты щелочных пород данной формации выявлены недостаточно, хотя ясно, что эти породы разнообразны по составу и по структурам, вследствие чего могут быть выделены лишь в самом общем виде в предположении, что в данном случае мы имеем дело со смешанной группой формаций, расчленение которой на ряд самостоятельных формационных типов представляет задачу дальнейших исследований.

Щелочногранитная формация обладает несколько более определенными чертами, довольно отчетливо выявляющимися на территории Сибири. Здесь известен пока лишь один район классического развития щелочных гранитоидов, принадлежащих данной формации, — Забайкалье. Исследованиями А. А. Арсеньева и автора в этой области выявлено широкое распространение щелочных гранитоидов, размещенных вдоль крупного тектонического шва, глубинного разлома, отделяющего герциниды от древних каледонид или байкалид.

Весьма типичная ассоциация щелочных гранитоидов включает, помимо щелочных гранитов, отчасти граносиенитов и сиенитов, весьма пестрый комплекс гипабиссальных пород — грорудитов, сельвсбергитов, щелочных порфириров и пегматитов, а также альбит-эгириновых жил.

Щелочные породы формации образуют довольно крупные, нередко линейно вытянутые интрузивные тела, лакколиты, шгоки и дайки. Для пород этой формации предполагается парагенезис с вулканогенными породами раннего мезозоя или конца палеозоя.

Гибридная формация щелочных пород изучена весьма слабо. Предполагается, что породы такой принадлежности развиты в некоторых районах восточной части Саяно-Алтайской области. В частности, к ним относятся описанные О. И. Шохиной [54] щелочные породы Буланкульского и Тырдановского массивов. Ряд пород этой формации включает щелочные нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты и сиенито-диориты, сопровождаемые щелочноземельными сиенитами, сиенито-диоритами и диоритами. Для всех пород типично весьма резко выраженное непостоянство состава и такситовые структуры. Более или менее выдержанные по составу и структуре породы образуют обычно неправильные тела или линзы среди окружающего их пестрого комплекса интрузивных щелочноземельных пород.

Щелочные породы формации располагаются в краевых зонах крупных гранитных или граносиенитовых массивов, обнаруживающих резкое удлинение параллельно простиранию складчатых структур.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ФОРМАЦИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Закономерная приуроченность большинства формаций щелочных пород к древней Сибирской платформе отмечалась неоднократно. Однако далеко не все типы формаций обнаруживают тенденцию к такому

размещению, которое для многих формаций прослеживается достаточно определенно, а для гипербазитовой и кимберлитовой формаций может считаться типичным.

Гипербазитовая и кимберлитовая формации щелочных пород располагаются преимущественно на антеклизях (Анабарский массив) или на краевых поднятиях (Алданское, Байкало-Патомское, Саянское, Енисейское) Сибирской платформы, главным образом за пределами области распространения траппов, приуроченных к Тунгусской и Ванаварской синеклизам. Размещение гипербазитовых и кимберлитовых тел в известной мере контролируется глубинными разломами, следующими вдоль крупных флексурообразных изгибов и пересекающими древнюю платформу в пограничных зонах, разделяющих антеклизы и синеклизы. На южной границе Хатангской впадины особенно крупный разлом возник в связи с образованием в теле платформы авлакогена. К этому разлому приурочена громадная Гулинская интрузия гипербазитов, сопровождаемая щелочными породами. В большинстве случаев лишь общая раздробленность поднятий определяет размещение на них гипербазитовых или кимберлитовых формаций щелочных пород.

Щелочные породы обеих формаций возникали, по-видимому, неоднократно на протяжении палеозойской истории. Процесс их образования завершился в начале мезозоя, когда, как предполагается, внедрилась главная масса соответствующих интрузий.

Трапповая формация щелочных пород размещается почти полностью в синеклизях древней платформы. Известны тем не менее случаи распространения пород весьма близкого облика за пределами платформы. В частности, сходные породы описаны автором в северной части Минусинского прогиба. В этом районе породы трапповой формации с щелочными отщеплениями относятся к образованиям, возникшим в связи с развитием в мезозойское время процесса деформации палеозойской структуры прогиба. По-видимому, аналогичный случай представляет появление сходных с траппами пород в Кузнецкой котловине.

Возраст трапповой формации существенно не отличается от возраста гипербазитовой и кимберлитовой формаций. Главная масса траппов и трапповых излияний сформировалась в конце палеозоя — начале мезозоя.

Совершенно иную картину как по особенностям пространственного размещения, так и по возрасту представляет трахибазальтовая формация. Она располагается почти целиком за пределами древней платформы, на территории, подвергшейся интенсивному раздроблению в мезокайнозойское время в связи с поднятием обширного континентального массива, расчлененного на блоки системой преимущественно узких линейных впадин.

На территории Сибири находится лишь северная часть этого массива и соответственно часть обширной области распространения щелочных пород трахибазальтового ряда, известных в Северной Монголии и Китае. И. В. Белов [9] с полным основанием подчеркивает, что трахибазальтовые мезокайнозойские формации Прибайкалья совершенно несравнимы с геосинклинальными и платформенными формациями. Это своеобразный тип формаций, возникновение которого связано с ростом и развитием эвгимнических структур континентального ряда.

Лейцититовая формация ограниченно распространена на территории Алданского щита и таким образом тяготеет к Сибирской платформе. Поскольку эта формация больше нигде на территории Сибири пока не известна, об общих закономерностях ее размещения говорить трудно. Возможно, ее размещение в значительной степени определялось разви-

тием континентального ряда структур на расположенной к югу территории Станового хребта.

Горячитовая формация располагается на территории древних каледонид, хотя непосредственного отношения к процессу формирования их складчатой структуры не имеет. Размещение на этой территории щелочных пород горячитового ряда определяется образованием обширного поднятия, возникшего в девонское время на месте древних каледонид и расчленением последнего на систему блоков и локальных сводов, разделенных прогибами и грабенами. В пределах этого поднятия щелочные породы горячитовой формации сосредоточиваются в тех местах, где имеются сравнительно пологие флексурообразные изгибы, ограничивающие сводовые поднятия. Образование таких поднятий с пологими крыльями способствовало, по-видимому, накоплению щелочных остатков и внедрению их в более позднее время, когда эти пологие своды расчленились системой открытых трещин.

Образование горячитовой формации по времени соответствует активной вулканической деятельности, развившейся на территории Минусинского прогиба в начале девонского периода.

Щелочносиенитовая и щелочноабброидная формация имеет еще много неясных черт, поэтому об особенностях ее размещения говорить весьма затруднительно. Все же можно отметить, что щелочные породы этой формации располагаются в области распространения разновозрастных складчатых структур и что образование их относится к послескладчатым процессам.

В области развития складчатых структур располагается и щелочногранитная формация, известная сейчас лишь в области сочленения герцинских структур с байкальскими и древнекаледонскими структурами. По возрасту она также моложе процессов складчатости.

Существенно отличается от рассмотренных выше формационных типов гибридная формация. Расположение ее в пределах складчатых областей весьма закономерно, поскольку для наиболее изученных примеров устанавливается их связь с геосинклинальным развитием структур. Этот тип формаций весьма редок. Роль его недостаточно выяснена.

СРАВНЕНИЕ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ И ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Несмотря на значительное разнообразие формационных типов щелочных пород, есть некоторые черты, сближающие между собой формации даже наиболее существенно отличающиеся по составу и другим петрографическим признакам. Различные формации объединяют либо определенные отношения к структурной обстановке, либо парагенезис с другими магматическими образованиями, либо их возраст.

По отношению к структурной обстановке выделяются три группы формаций. Первую группу представляют платформенные формации щелочных пород. Эти формации группируются на территории древней платформы и лишь в редких случаях удаляются за ее пределы. Таковы формации гипербазитовая, кимберлитовая, трапповая, а также, по-видимому, лейцититовая. Второй группе принадлежат формации геосинклинальные, размещение которых подчинено разновозрастным складчатым сооружениям, обрамляющим древнюю платформу. К этой группе относятся щелочносиенитовая, щелочногранитная и гибридная формации. Различия между ними определяются главным образом отношением к процессу формирования складчатых структур. Гибридная формация образуется, по-видимому, в ранние стадии развития геосинклинали, а

щелочносиенитовая и щелочногранитная относятся к эпохи, завершающей формирование складчатой структуры области, или к орогенному периоду развития этой структуры.

Третья группа имеет совершенно иное пространственное размещение, не зависящее от расположения древней платформы и обрамляющих ее складчатых областей. Формации третьей группы теснейшим образом связаны с развитием континентального ряда структур, накладывающихся на существующую систему геосинклиналей и платформ. Особенно наглядно это видно для трахибазальтовой формации, расположение которой на азиатском материке не подчинено никаким канонам закономерного размещения платформ и геосинклиналей. К этой формации весьма близка горячитовая, возникшая в связи с развитием в девонское время континентального типа сводовых структур в восточной части Саяно-Алтайской складчатой области.

Парагенетические связи с различными магматическими комплексами также позволяют выделить определенные группы формаций, существенно отличающиеся друг от друга и в то же время характеризующиеся чертами сходства разнотипных формаций внутри групп. Наиболее характерна группа формаций, связанных с гипербазитами. Сюда относятся гипербазитовая и кимберлитовая формации. Другой парагенетический ряд представляют формации трапповая и горячитовая, сопровождающие основные породы—базальты (траппы) и отчасти габбро. Третьей группе принадлежат щелочногранитная и щелочносиенитовая формации с типичным для них парагенезисом с кислыми породами гранитоидного ряда. Эти три группы формаций могут указывать на вероятные генетические связи определенных формационных типов щелочных пород. Однако в ряде случаев, в частности для формаций трахибазальтовой и лейцититовой, сложный парагенезис отнюдь не строго соответствует вероятным генетическим связям с базальтоидными магмами. Парагенезис с определенными типами пород может являться лишь косвенным признаком, определяющим вероятные генетические связи с теми или иными магмами. Действительные генетические отношения выявляются нередко весьма сложными путями, что можно видеть на примере сиенитовых интрузий восточной части Саяно-Алтайской области, происхождение которых Ю. А. Кузнецов объясняет дифференциацией базальтовой магмы.

Одной из замечательных особенностей парагенетических рядов щелочных пород является характерная приуроченность гипербазитовой формации к древней платформе. Известные в широком распространении гипербазитовые интрузии геосинклинальных областей являются устойчиво стерильными по отношению к щелочным отщеплениям, тогда как на платформе они почти нигде не встречаются раздельно. Другие ряды не обнаруживают такой закономерной приуроченности, но весьма показательно, что ассоциации щелочных пород тяготеют к площадям, прилегающим к древней платформе. Исключение составляет лишь трахибазальтовая формация, особое значение которой очевидно.

Весьма интересны возрастные отношения формаций щелочных пород. Наиболее древние образования представлены преимущественно щелочногабброидными, щелочносиенитовыми, гибридными и отчасти щелочногранитными формациями, образовавшимися в ближайшем обрамлении Сибирской платформы главным образом в позднем докембрии или начале кембрия.

Следующий крупный этап образования щелочных формаций относится к девонскому периоду. В этот период времени на территории древних каледонид Сибири возникает свод, в связи с раскалыванием кото-

рого происходит внедрение базальтовой магмы и ее отщеплений в виде горячитовых серий. Предполагается, что к тому же времени относятся и щелочные интрузии Восточного Саяна и Тувы, но в этих районах они тяготеют к выступам докембрийских и салаирских структур и, возможно, в значительной части являются более древними образованиями. Для них неизвестен и верхний предел возраста.

Особенно активное массовое внедрение щелочных интрузий на обширных территориях Сибири происходит в конце палеозоя — начале мезозоя. По времени это совпадает с массовым вторжением траппов и образованием главной массы кимберлитовых и гипербазитовых интрузий Сибирской платформы. Главными представителями разнообразных формаций, возникших в данное время, являются гипербазитовая, кимберлитовая, трапповая, лейцититовая, щелочногранитная, а возможно, и другие формации щелочных пород. Массовое развитие на огромных территориях и разнообразие проявлений щелочного ряда формаций представляет весьма типичную картину для конца палеозоя и начала мезозоя и показывает, что эта эпоха была знаменательна активными магматическими проявлениями не только базальтового, но и щелочного магматизма.

Дальнейшая история связана с распространением щелочного магматизма на обширную территорию Азиатского материка и с появлением характерного ряда пород трахибазальтовой формации. В процессе общей эволюции магматического процесса роль щелочного магматизма постепенно увеличивается и достигает максимального территориального распространения в третичное — четвертичное время. Весь этот процесс, по-видимому, закономерен. Появление щелочных пород первоначально на платформе и преимущественно в поздние стадии развития ближайших к ней наиболее древних геосинклиналей соответствует образованию первых областей ранней консолидации и, следовательно, отвечает первым стадиям формирования сиалического субстрата. Таким образом, возникновение щелочных пород уже в ранние периоды геологической истории в значительной мере зависело от истории образования этого субстрата, явившегося ядром возникшего крупного континентального блока. В связи с дальнейшим ростом сиалическая глыба к началу мезозоя превратилась в обширный континентальный массив, ставший ареной активного щелочного магматизма в новейшие периоды геологической истории.

В итоге представляется достаточно ясным, что щелочной магматизм Сибири связан с появлением и последующим развитием сиалического субстрата и сопровождающей его развитие историей формирования континентального ряда структур.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арсеньев А. А. Проблема изучения щелочных гранитоидов Забайкалья. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1946, № 3.
2. Арсеньев А. А. Щелочные породы Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. ХСУ, № 2, 1954.
3. Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Оливиновые лейцититы р. Молбо. Докл. АН СССР, т. 104, № 6, 1955.
4. Архангельская В. В., Кац А. Г. Мезозойские магматические породы окраины Алданского щита «Сов. геология», 1959, № 4.
5. Баженов И. К. Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау. Вопр. геологии Сибири, т. 1, 1945.
6. Барт Т. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
7. Белов И. В. Материалы по вулканизму Южной Якутии. Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.

8. Белов И. В. О фациальном расчленении и химическом составе пород трахбазальтовой формации Саяно-Байкальской горной области. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1958, № 7.
9. Еелов И. В. Мезокайнозойские магматические формации Байкальской субплатформенной зоны. Вып. 1. Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО, 1959.
10. Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. Петрография СССР, сер. 1, вып. 10. М., Изд-во АН СССР, 1941.
11. Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. М., Госгеолтехиздат, 1947.
12. Билибин Ю. А. О нахождении лейцититовых пород в бассейне р. Колымы. Избр. труды. Т. I, М., Изд-во АН СССР, 1958.
13. Бутакова Е. Л. К петрологии меймеча-котуйского комплекса ультраосновных щелочных пород. Тр. НИИГА, вып. 6, № 86, 1956.
14. Бутакова Е. Л. Щелочные и ультраосновные эффузивы меймеча-котуйского магматического комплекса севера Сибирской платформы и их значение для понимания последнего. Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.
15. Басьяновский А. П. Тешенит из скалы Хара-Хая. Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 3, 1949.
16. Воробьева О. А. Щелочные породы СССР. Петрогр. провинции, изверж. и метаморф. горн. породы (к XXI Международ. геол. конгр.). М., Изд-во АН СССР, 1960.
17. Гапеева Г. М. Щелочная магматическая провинция Приморья. Докл. АН СССР, т. 94, № 3, 1954.
18. Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распределения мезозских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. Матер. по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири. ВСЕГЕИ. 1956.
19. Дэли Р. Изверженные породы и глубины земли. М., Госгеолтехиздат, 1934.
20. Егорова З. А. К находке щелочных пород в бассейне р. Хани. Изв. ГГРУ, вып. 100, 1931.
21. Егорова З. А. О распространении нефелиновых сиенитов в Иркутской области и Бурятской АССР. Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 13, 1958.
22. Ельянов А. А., Андреев Г. В. Новый массив центрального типа на Алданском щите. Сб. «Минеральное сырье», Труды ВИМС, вып. I, 1960.
23. Иванов И. А. Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 127, № 5, 1959.
24. Карпинский А. П. О гроссудитовой породе из Забайкальской области. «Изв. АН СССР», т. 19, № 2, 1903.
25. Конев А. А. Йиолиты Сайжинского и Гулхенского плутонов щелочных и основных пород. Докл. АН СССР, т. 120, № 2, 1958.
26. Кононова В. А. Уртит-йиолитовые интрузии бассейна Балыгтыг-Хем и роль метасоматических процессов при их формировании. Автореф. канд. дисс. «Изв. АН СССР», 1957, № 5.
27. Кортусов М. П. О нефелинсодержащих породах северо-западной части Кузнецкого Алатау. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
28. Крымский В. М. Нефелиновые сиениты в Восточном Саяне. Геология и геофизика, вып. 2, 1959.
29. Кудрин В. С., Кудрина М. А. О щелочных гранитоидах Тувы. Сб. «Минеральное сырье», Тр. ВИМС, вып. I, 1960.
30. Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. Петрогр. провинции, изверж. и метаморф. горн. породы (к XXI Международн. геол. конгр.). М., Изд-во АН СССР, 1960.
31. Куплетский В. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1937.
32. Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
33. Лучицкий И. В., Нагибина М. С. Гранитная интрузия Малханского хребта. «Вестн. Моск. гос. ун-та», 1947, № 4.
34. Молдаванцев Е. П. Щелочные породы левых притоков р. Верхней Ангары. Изв. Геол. Ком., т. 43, № 5, 1924.
35. Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. Геол. иссл. в золотоносных областях Сибири (ГИЗОС). Енисейский золотоносный район, вып. 2, 1910.
36. Моор Г. Г. О щелочной провинции на севере Центральной Сибири. Докл. АН СССР, т. 29, № 3, 1940.

37. Моор Г. Г. Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1957, № 8.
38. Моор Г. Г. О возрастных взаимоотношениях траппов и пород щелочно-ультраосновного комплекса севера Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 123, № 1, 1959.
39. Нечаева Е. А. Щелочные породы хр. Цаган-Хунтей в Западном Забайкалье. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1943, № 3.
40. Половинкина Ю. И. Нефелиновые сиениты в системе р. Ципи. Изв. Геол. Ком., т. 41, 1922.
41. Рабкин М. И. Щелочные основные и ультраосновные эффузивы южной части Чукотского полуострова. Тр. НИИГА, т. 43, вып. 3, 1954.
42. Рачковский И. П. К вопросу о породах щелочного ряда юго-западной части Енисейской губернии. Зап. Росс. минерал. об-ва, 1913.
43. Рачковский И. П. Сообщение в Минералогическом обществе. Зап. Росс. Минерал. об-ва, сер. II, т. 51, 1923.
44. Свешникова Е. В. Некоторые геохимические особенности щелочных пород Средне-Татарского массива на Енисейском крыже. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
45. Соболев В. С. Петрография Вотогольского щелочного массива. Сб. «Вотогольское месторождение графита и перспективы его использования». Иркутск, 1947.
46. Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. АНИИ, т. 43, 1936.
47. Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. Матер. по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 4, 1949.
48. Хрянина П. П. О щелочных дифференциатах трапповой магмы в бассейне р. Вахты (Сибирская платформа). Сб. «Вопросы магматизма Восточной Сибири», 1959.
49. Чирвинская П. Н. Эгириновый кварцевый порфир с р. Кары. «Изв. АН СССР», 1946, № 2.
50. Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау. История его геологического развития в его геохимические эпохи. Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1932.
51. Шейнман Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1947, № 1.
52. Шейнман Ю. М., Апельцин Ф. Р. и Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13. М., Госгеолтехиздат, 1961.
53. Шилин Д. М. Кварц-эгириновый порфир (гроссудит) из Агинского района Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 106, № 1, 1956.
54. Шохина О. И. Щелочные породы Булан-Кульского массива (Красноярский край). Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 10. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
55. Эдельштейн Я. С. О новой области развития щелочных (нефелин-эгириновых) пород в южной Сибири. Геол. вестн., вып. VII № 1—3, 1929.
56. Яшина Р. М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы. «Изв. АН СССР», 1957, № 5.

М. И. ВОЛОВУЕВ,
С. И. ЗЫКОВ, Н. И. СТУПНИКОВА,
Д. И. МУСАТОВ, Е. Я. ГАВРИЛОВ

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Эта работа выполнялась с применением в основном двух методов возрастных исследований: свинцово-изотопного и калий-аргонового. Кроме того, изучался изотопный состав свинца галенитов и полевых шпатов. По нескольким биотитам получены значения возраста рубидий-стронциевым методом. Определения абсолютного возраста свинцово-изотопным методом проводились главным образом на монацитах. Значительно реже использовался циркон, ортит, настуран, апатит и эвксенит.

Содержание урана и тория определялось радиохимическими методами. В отдельных случаях торий определяли колориметрическим методом. Содержание свинца в части образцов произведено методом осциллографической полярографии и колориметрическим методом с использованием радиоактивного индикатора радия D . В большинстве же образцов определение содержания свинца проведено методом изотопного разбавления [4]. Масспектрометрический изотопный анализ свинца выполнялся способом поверхностной ионизации с применением циркониево-силикатного эмиттера [5]. Калий определяли дипикриламиновым и тетрафенилборатным методами.

Присутствие радиоактивных акцессориев в гранитоидах, мигматитах и пегматитах Енисейского кряжа позволило охарактеризовать их возраст по данным свинцово-изотопного метода, который является наиболее надежным в условиях повторного более позднего метаморфизма древних пород. По данным калий-аргонового метода удалось наметить основные этапы проявления более позднего метаморфизма и на основании сопоставления с данными свинцового и стронциевого методов высказать ряд соображений о геологическом характере этих процессов.

В пределах Енисейского кряжа могут быть выделены гранитоиды четырех возрастных групп.

Наиболее древними являются граниты и мигматиты таракского комплекса, возраст которых равен 1850 ± 100 млн. лет.

Гнейсо-граниты и пегматиты заангарской части кряжа, так называемый «тейский комплекс» [6], относятся к другой группе, абсолютный возраст которых по данным калий-аргонового метода более 900 млн. лет. Ввиду отсутствия определений возраста свинцово-изотопным методом, достоверное значение возраста рассматриваемого комплекса в настоящее время не может быть дано.

Следующий посольно-ангарский комплекс гранитоидов имеет абсолютный возраст 850 ± 60 млн. лет.

Аяхтинский комплекс гранитоидов является самым молодым (620 млн. лет), и объем его полностью пока не установлен.

Кроме того, установлен абсолютный возраст Средне-Татарского массива нефелиновых сиенитов (530 ± 50 млн. лет), ультраосновных пород Чадобецкого поднятия и ряда образований Восточных Саян и Северо-Минусинской котловины.

ГРАНИТОИДЫ И МИГМАТИТЫ ТАРАКСКОГО КОМПЛЕКСА

Образования рассматриваемого комплекса объединяют граниты Таракского и Березовского массивов (на р. Немкиной), Усть-Немкинские гранодиориты, мигматиты Западно-Таракской зоны и пегматиты Любавинского месторождения. Принадлежность Березовского гранитоидного массива, усть-немкинских гранодиоритов и любавинских пегматитов к данному возрастному комплексу доказана впервые. Возраст гранитоидов и мигматитов таракского комплекса, как уже указывалось, установлен равным 1850 ± 100 млн. лет. Это значение возраста для порфиробластических гранитов Таракского массива и мигматитов Западно-Таракской зоны была нами определена ранее [7] по аксессуарным монацитам, выделенным из этих образований. В настоящее время это значение возраста установлено также для среднезернистых светло-серых гранитов, развитых в поле Таракского массива в виде секущих жильных и штокообразных тел (табл. 1, обр. 10). Эти граниты являются гомогенными и, несомненно, магматическими образованиями. Они относятся к группе поздних гранитоидов, внедренных по разломам [8]. Большое количество возрастных определений для образований данной группы (десять из шестнадцати) было сделано и интерпретировано ранее [3]. Из числа вновь изученных проб из этих гранитов являются монацит 603 [4] и циркон пр. 69 (см. табл. 1, обр. 9 и 11). Измененный монацит 603 отобран в районе местечка Голубок, а циркон пр. 69 намыт из аллювия по р. Тараке выше пос. Таежного. Для аксессуарного монацита 603 по разным изотопным отношениям получены расходящиеся значения возраста, при этом по свинцово-свинцовому отношению вычисленное значение ближе к наиболее вероятному возрасту гранитов. Определение абсолютного возраста циркона таракских гранитов было сделано впервые (табл. 1, обр. 11). Следует отметить, что циркон в отличие от монацита является более трудным объектом исследования, так как содержание урана, тория и свинца в нем низкое при сравнительно большой примеси обыкновенного свинца. Расходящиеся значения возраста для циркона располагаются в следующей последовательности:

$$T \frac{207}{206} > T \frac{207}{235} > T \frac{206}{238} > T \frac{208}{232} \dots \quad (1)$$

Причем по свинцово-свинцовому отношению значение возраста (1880 млн. лет) совпадает с действительным возрастом гранитов. Такая последовательность распределения возрастных значений свидетельствует о выносе из минерала свинца и урана (в большей степени свинца) в связи с более поздними процессами его изменения. Торий вел себя более инертно, о чем свидетельствует заниженное значение возраста, вычисленное по свинцово-ториевому отношению. Указанная закономерность и геохимические особенности гидротермального процесса изменения минералов таракских гранитов ранее нами были установлены для монацитоз [9], а сейчас они подтверждены и для циркона.

Аксессуарный монацит пр. 54 (табл. 1, обр. 10) был отобран из равнозернистых светло-серых биотитовых гранитов Таракского массива. Эти граниты имеют отчетливые контакты с порфиробластическими гранитами, характеризуются выдержанным составом, однородным

Результаты анализов и вычисленный возраст минералов Енисейского края по данным свинцово-изотопного метода

№ п.п.	Минерал, индекс пробы и место взятия	Краткая характеристика пробы	Содержание (%)			Изотопный состав свинца				Возраст, вычисленный по отношениям (млн. лет)			
			U	Th	Pb	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$
			4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Монацит, Ж. Правый берег р. Кан, против Комаровского порога	Жильная гранитоидная часть мигматита	0,70	6,36	0,77	0,014	26,99	3,18	69,81	1740	1900	1810	1780
2	Монацит, Е. Правый берег р. Кан, в 4,5 км ниже устья р. Курыш	Порфиробластический гранит	0,12	4,71	0,42	0,025	8,23	1,15	90,60	1610	1805	1660	1710
3	Монацит, Д ₁ , желтый. Русло р. Тараки	Аллювий	0,27	6,36	0,54	0,013	12,69	1,56	85,74	1810	1660	1720	1560
4	Монацит, Д ₁ , бурый. Русло р. Тараки	Аллювий	0,21	5,94	0,42	0,032	11,07	1,61	87,29	1760	1430	1550	1320
5	Монацит, Д. Русло р. Тараки, коренные породы	Порфиробластический гранит	0,30	5,78	0,49	0,094	16,57	2,93	80,42	1790	1650	1690	1420
6	Монацит, В. Левый берег р. Курыш, 800 м от устья	Мигматит-гранит	0,22	5,61	0,42	0,076	13,22	2,44	84,26	1770	1570	1640	1350
7	Монацит, Г. Левый берег р. Курыш, 900 м от устья	Мигматит-гранит	0,10	4,54	0,18	0,13	14,76	3,01	82,10	1240	1530	1390	670
8	Монацит, Б. Левый берег р. Курыш, 1100 м от устья	Пегматоид	0,048	4,96	0,15	0,218	13,81	4,21	81,76	1330	2060	1700	500
9	Монацит, 603. Местечко Голубок	Гранит	0,24	5,22	0,37	0,015	11,38	1,39	87,21	1740	1190	1370	1340
10	Монацит, 54. Левый берег р. Курыш, 3 км от устья	Равномернозернистый биотитовый гранит	0,24	7,07	0,65	0,02	9,69	1,32	88,97	1790	1700	1720	1740
11	Циркон, 69. Левый берег р. Тараки	Аллювий	0,082	0,088	0,0165	0,11	72,24	9,66	17,99	1880	990	1150	580

12	Монацит, К. Правый берег р. Кан, выше устья р. Потанчета	Мигматизированный гранат-кордиерит биотитовый гнейс	0,22	5,85	0,47	0,02	13,24	1,87	84,67	2000	1810	1880	1450
13	Монацит, И. Правый берег р. Кан, ниже устья р. Казачьей	» »	0,26	8,39	0,58	0,03	11,71	1,64	86,62	1750	1660	1680	1280
14	Монацит, 75. Р. Немкина, между Б. и М. Березовками	Мигматит-гранит	0,55	5,89	0,66	0,015	23,08	2,81	74,10	1880	1800	1880	1770
15	Циркон, 75. Р. Немкина, между Б. и М. Березовками	» »	0,18	0,055	0,0326	0,09	82,42	10,21	7,28	1820	1030	1290	440
16	Циркон 57. Р. Кан, ниже устья р. Немкиной	Гранодиорит	0,018	0,072	0,013	0,05	52,64	5,30	52,01	1810	1950	1860	1930
17	Монацит, Н. Р. Кан, ниже с. Кужет	Гнейсогранит	0,27	7,58	0,21	0,20	12,06	3,61	84,13	770	490	540	470
18	Циркон, 61, р. Кан, у шив. Сокольной	Гранит	0,049	0,068	0,048	1,19	32,89	19,04	46,88	950	880	890	460
19	Монацит, 58. Устье р. Б. Метляковки	Аллювий	0,066	4,56	0,090	0,075	5,32	1,43	93,18	920	400	500	400
20	Циркон, 8. Правый берег р. Посольной, 1,5 км от устья	Порфиробластический мигматит	0,012	—	0,016	0,51	49,66	10,73	39,10	990	(3280/2020)		—
21	Циркон, 7. Правый берег р. Посольной, 9 км от устья	Гранит	0,09	0,09	0,02	0,42	62,68	10,01	26,89	770	870	840	770
22	Монацит, 5. Правый берег р. Ангары, у Стрелковского порога	Гранит	0,24	5,84	0,28	0,12	12,20	2,55	85,13	950	840	860	850
23	Монацит, 1. Левый берег р. Тасеевой, выше с. Кондакь	Мигматит	0,69	6,41	0,36	0,04	23,33	2,27	74,36	1030	840	880	900
24	Настуран, 6. Кондаковское месторождение пегматитов	Пегматит	75,0	0,38	8,05	0,02	92,93	6,35	0,70	810	720	730	690

Результаты анализов и вычисленный возраст минералов Енисейского края по данным свинцово-изотопного метода

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
25	Настуран, 6а, с рудными включениями. Там же	»	77,2	0,23	7,92	0,07	90,39	6,98	2,56	820	670	690	610
26	Апатит. Месторождение Кондаки	»	0,0042	—	0,0048	1,26	32,32	20,01	46,38	—	880	—	—
27	Ортит, 53. Аяхтинское месторождение пегматитов	»	0,0025	0,013	0,0021	1,17	29,32	18,52	50,99	1015	570	650	280
28	Циркон, 52. Левый берег р. Б. Пит, у Большого порога	Гранит	0,11	0,14	0,034	0,81	44,14	14,53	40,52	980	670	730	570
29	Ортит. Аяхтинское месторождение пегматитов	Пегматит	0,057	0,28	0,014	0,15	35,69	4,96	59,20	1230	590	720	600
30	Циркон. Пегматит, среднее течение р. Татарки	»	0,08	0,32	0,010	0,30	42,45	6,40	50,85	160	540	460	440
31	Эвксенит, 55. Пегматит, среднее течение р. Татарки.	»	0,19	14,3	0,42	0,127	5,28	2,13	92,46	580	520	520	570
32	Монацит, 49. Район Кузевского рудника	Чарнокит	0,19	7,50	0,83	1,29	23,16	20,17	55,33	—	380	—	190
33	Циркон, 114. Восточные Саяны, водораздел рек Казыр-Кизыр	Пегматит	0,38	0,21	0,033	0,70	52,45	13,07	33,78	490	260	280	270
34	Ортит, 6061. Восточные Саяны, водораздел рек Тунгусик — Темная	»	0,017	2,34	0,069	0,029	2,59	0,57	96,81	600	600	580	620
35	Циркон. Северо-Минусинская котловина, уч. Тергелский.	Кимберлит	0,032	0,027	0,030	1,23	30,13	19,29	49,35	—	540	—	—
36	Циркон, 79. Чадобецкое поднятие, басс. руч. Чуктукон	Ультраосновная порода	0,18	0,034	0,0405	0,66	57,23	14,42	27,69	1530	740	960	850

строением и являются магматическими. Монацит из этих гранитов (табл. 1, обр. 10) дал хорошо согласующиеся между собой значения возраста, вычисленные по разным отношениям. Крайние значения варьируют от 1700 до 1790 млн. лет (среднее значение равно 1740 млн. лет). Таким образом, возраст монацита является таким же, как и порфиробластических гранитов (1850 ± 100 млн. лет). Возможно, при дальнейшем изучении удастся установить несколько более молодой его возраст, соответствующий формированию в стадии внедрения поздних (отстающих) интрузий [8]. В настоящее время этот вопрос может быть лишь оставлен.

Интересные результаты получены по монациту пр. 75, отобранному из мигматит-гранитов (табл. 1, обр. 14). Эти граниты в виде самостоятельного массива были впервые откартированы в 1960 г. и по геологическим соображениям выделены в таракский комплекс. Проведенное нами определение их абсолютного возраста подтвердило правильность этого выделения. Проанализирован был крупный ($d=0,5$ мм) монацит светло-желтого цвета неизмененный вторичными процессами. Полученные возрастные значения имеют хорошую сходимость и дают среднее значение возраста, равное 1820 ± 80 млн. лет. Данные по этому монациту вполне достоверно устанавливают принадлежность массива березовских мигматит-гранитов к Таракской возрастной группе гранитоидов. Тем самым доказывается и подтверждается широкое проявление верхнеархейского магматизма в пределах кристаллического комплекса пород Южно-Енисейской глыбы, отмеченное впервые Ю. А. Кузнецовым [11, 12].

Интересные и важные результаты по возрасту получены по циркону пр. 57 (табл. 1, обр. 16) из усть-немкинских гранодиоритов. Эта проба была отобрана из коренных выходов гранодиоритов, обнажающихся по правому берегу р. Кан, которые представлены среднезернистыми серыми разностями, инъецированными пегматитовыми жилками. Циркон гранодиоритов отличается хорошей сохранностью, правильными кристаллографическими формами, светло-коричневым цветом и прозрачностью. В отличие от большинства других цирконов Енисейского кряжа он характеризуется низким содержанием обыкновенного свинца. Сходимость вычисленных цифр возраста весьма хорошая и свидетельствует о возрасте циркона, равном 1890 ± 80 млн. лет. Это позволяет рассматривать данные гранодиориты в составе верхнеархейского таракского гранитоидного комплекса.

При сравнении принятого значения возраста циркона Усть-Немкинских гранодиоритов с возрастом поздних (отстающих) гранитов Таракского массива напрашивается вывод о несколько более древнем возрасте гранодиоритов сравнительно с гранитами, что раскрывает в известной мере последовательность развития верхнеархейского интрузивного магматизма в районе. Эта же картина устанавливается и по данным геологических наблюдений: на левом склоне долины р. Тараки в ее приустьевой части в светло-серых гранитах наблюдаются ксенолиты гранодиоритового состава, что свидетельствует о более древнем возрасте последних. Однако для окончательного уяснения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

Установление возраста усть-немкинских гранодиоритов имеет важное значение, так как способствует решению спорных стратиграфических вопросов.

Усть-Немкинский гранодиоритовый массив впервые был выявлен Ю. А. Кузнецовым [11], который считал его сателлитом Нижне-Канской интрузии нижнепротерозойского возраста. Вмещающие породы — гнейсы и сланцы Енисейского метаморфического комплекса — имеют, по его мнению, архейский возраст.

В более позднее время [6], продолжая рассматривать Усть-Немкинский гранодиоритовый массив в качестве спутника Нижне-Канской интрузии, его отнесли, по аналогии с последней, к образованиям синийского возраста. Вмещающие породы по-прежнему выделяли в енисейский метаморфический комплекс, но возраст его устанавливали как протерозойский.

Наконец, в последние годы пришли к выводу о разновозрастности усть-немкинских и нижне-канских гранитоидов. Первые из них считают протерозойскими, а вторые — синийскими. Вмещающие Усть-Немкинский массив метаморфические толщи отнесены к так называемым атамановской и калантатской толщам архейского возраста.

Не вдаваясь в дальнейшие обсуждения этого вопроса, отметим, что сложность строения района не позволяет отдавать предпочтения той или иной точке зрения.

В нашу задачу не входит также решение вопроса о существовании вообще на Енисейском кряже образований протерозойского возраста и о правомочности сопоставлений енисейского метаморфического комплекса с тейской серией Заангарья. Но из имеющихся материалов можно сделать вывод, что толщи метаморфических пород, вмещающие Усть-Немкинский гранодиоритовый массив верхнеархейского возраста и испытывающие переработку в результате его воздействия, должны быть отнесены к образованиям архейской группы. Этот вывод помогает лучше понять всю геологическую историю данного района. Возрастные данные, полученные по пробам радиоактивных аксессуаров из гранитоидов таракского комплекса, подтверждаются значением возраста, полученным на мусковите любавинских пегматитов калий-аргоновым методом (табл. 2, обр. 24).

Таким образом, можно считать твердо установленным наличие в пределах юга Енисейского кряжа пород архейского возраста, верхняя возрастная граница которых фиксируется гранитоидами таракского комплекса абсолютного возраста 1850 ± 100 млн. лет, что соответствует по советской геохронологической шкале верхнему архею [13].

Возрастные данные, полученные по слюдам и породе калий-аргоновым методом для таракских гранитов (табл. 2), оказываются в резком несоответствии с данными свинцово-изотопного метода. Столь же существенные расхождения устанавливаются и между свинцово-изотопным и рубидий-стронциевым возрастными (табл. 3). Значения возраста, полученные для слюд при помощи последнего метода, сравнительно хорошо согласуются со значениями возраста, вычисленными по данным калий-аргонового метода. Слюды и полевые шпаты гранитов Таракского массива имеют абсолютный возраст по данным калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов не древнее 700 млн. лет. Пегматиты же Любавинского месторождения, рвущие эти граниты, имеют возраст по данным калий-аргонового метода на 1 млрд. лет древнее, т. е. почти 1700 млн. лет. Из этих данных видно, что возраст породообразующих минералов вмещающих пород значительно меньше возраста включенных в них пегматитов. Аналогичные случаи отмечались на Кольском п-ве, в Карелии и др. местах [14]. Это следует объяснить тем, что вмещающие граниты претерпели более позднее «омоложение», приведшее к перекристаллизации (или новообразованию) слюд и полевых шпатов. Включенные же в них пегматиты не были затронуты метасоматическими процессами, которые бы привели к потере ранее накопленного аргона, поэтому они показывают действительный возраст, а слюды и калиевые полевые шпаты вмещающих пород — возраст наложенного вторичного процесса.

**Абсолютный возраст пород и минералов Енисейского кряжа
по данным калий-аргонового метода**

№ п.п.	Индекс пробы, место взятия и порода	Анализируе- мый материал	Содержание		Вычислен- ный в возраст (млн. лет)
			A^{40} ($10^{-7}e/e$)	K (%)	
1	А, р. Курыш, Таракский гранит	Биотит	3,27	5,88	680
2	А, р. Курыш, Таракский гранит	Гранит	1,86	3,90	600
3	Е, р. Кан, Таракский гранит	Биотит	3,51	7,46	590
4	Е, р. Кан, Таракский гранит	Гранит	0,89	3,03	420
5	179а—58/60, р. Мурма, пегматоидная порода	Калиевый полевой шпат	5,67	12,1	590
6	2226, р. Посольная, порфиروبластический мигматит	Биотит	2,60	5,38	600
7	VIII, р. Посольная, посольненский гранит	»	2,91	—	560
8	XII, р. Кан, нижнеканский гранит	»	2,30	5,28	550
9	XXI, р. Татарка, татарский гранит	»	3,75	6,45	700
10	XXII, р. Татарка, ниже руч. Зимовейского, татарский гранит	»	4,28	5,63	880
11	190/58, Галочьи Гривы, кварцито-песчаник	Калиевый полевой шпат	6,67	11,9	690
12	Шахта 8, Н.-Падунский уч., кондаковские пегматиты	Биотит	3,88	7,35	650
13	Шахта 8, Н.-Падунский уч., кондаковские пегматиты	Мусковит	3,74	7,92	600
14	Жила 126, Падунский уч., кондаковские пегматиты	»	6,03	7,97	850
15	Шахта 1-51, кондаковские пегматиты	Биотит	6,34	7,69	930
16	Шахта 1-51, кондаковские пегматиты	Мусковит	5,89	8,38	820
17	12/59, жила «Гигант», центр. часть, канские пегматиты	Биотит	4,50	7,69	710
18	12/59, жила «Гигант», центр. часть, канские пегматиты	Мусковит	4,45	8,48	650
19	379, жила «Набережная заявка», канские пегматиты	»	2,58	8,16	400
20	381г, жила «Марковская заявка», канские пегматиты	Мусковит рубиновый	2,16	8,33	350
21	Богунаевское золоторудное месторождение, гранат-пироксеновые гнейсы	Биотит красноватый	1,64	6,72	330
22	Жила «Гигант», приконтактовая зона, канские пегматиты	Мусковит	2,09	8,55	330
23	56а/60, р. Б. Пит, зона мигматизации, аяхтинские граниты	Биотит	3,81	6,89	670
24	83/59, любавинские пегматиты	Мусковит	14,1	7,55	1690
25	58/59, р. Немкина, мигматит	Биотит	9,42	6,83	1380
26	И, р. Кан, мигматизированные гнейсы	»	8,67	6,88	1300
27	К, р. Кан, мигматизированные гнейсы	»	7,17	7,22	1100
28	188, р. Торжика, пегматит	Мусковит	6,82	8,38	930
29	28/61, р. Тея, гнейсо-гранит	Биотит	4,86	6,10	910
30	76/60, район Аяхтинского золоторудного месторождения, пегматит	Мусковит	6,23	8,02	900
31	130а/59, р. Веснина, Шиверная, мигматит	Биотит	5,10	6,08	950
32	146/58, р. Тасеева, мигматит «Иванов Камень»	»	3,56	6,91	640
33	Р. Татарка, нефелиновый сиенит	Лепидомелан	3,31	6,72	610
34	Р. Татарка, пегматит	Нефелин	2,09	4,57	570
35	Канавы 225, Северо-Минусинская котловина, эссекситовый диабаз	Биотит	1,20	4,46	360
36	6, шурф 111, Чадобецкое поднятие, верховье руч. Чуктукон	»	1,30	6,50	270
37	5, шурф 41, Чадобецкое поднятие, трубка «Большая»	»	1,47	3,64	520
38	69а/60 — 57/60, аяхтинские граниты	»	3,74	7,08	650

Анализ возрастных данных, полученных свинцово-изотопным методом для проб гранитоидов таракского комплекса, позволяет установить проявление трех наложенных процессов, приведших к существенной переработке первичных минералов и пород. Наиболее ранний вторичный процесс имел место около 1300—1400 млн. лет назад. Он фиксируется значениями возраста, полученными по свинцово-ториевому отношению (табл. 1, обр. 4, 5, 6, 9, 12 и 13). Об этом же свидетельствуют возрастные данные, полученные на слюдах калий-аргоновым методом (табл. 2, обр. 25, 26 и 27).

Т а б л и ц а 3

**Результаты определения абсолютного возраста минералов
рубидий-стронциевым методом**

Минерал, индекс пробы и место взятия	Содержание Rb^{87} в минерале (%)	Содержание Sr^{87} рад. в % к общему свинцу	Вычисленный возраст (млн. лет)
Биотит 9, посольненские граниты	0,185	4,5	910
Биотит, 13-57/61, равномернозернистый (поздний) гранит Таракского массива	0,218	4,5	550
Биотит, 75, березовские граниты (р. Немкина)	0,148	5,0	430
Биотит, Л. ниже-канские граниты	0,099	1,3	230
Биотит, 28/61, тейские гнейсо-граниты	0,187	<0,6	—
Биотит, 69а/60, аяхтинские граниты	0,099	<0,6	—
Биотит, 6, ультраосновные породы Чадобецкого поднятия (верховье ручья Чуктукон)	0,07	—	—

Второй наложенный процесс проявился около 600 млн. лет тому назад. Он фиксируется прежде всего значениями калий-аргонового возраста, полученными на слюдах и калиевых полевых шпатах пород таракского комплекса (табл. 2, обр. 1, 3 и 5), и свинцово-ториевым возрастом (табл. 1, обр. 7 и 11). По времени проявления этот процесс совпадает с формированием гранитов и пегматитов аяхтинского комплекса Енисейского кряжа и образованием ортитоносных пегматитов верховий рек Тунгусик — Темная в Восточных Саянах.

Расходящиеся значения свинцово-изотопного возраста и известный возраст Таракского массива (1850 млн. лет) позволяют рассчитать возраст третьего наложенного процесса, приведшего к частичному выносу свинца и урана. По трем пробами (табл. 1, обр. 5, 6 и 9) получено среднее значение возраста гидротермального процесса, равное 400 ± 50 млн. лет, которое согласуется с возрастом 500 млн. лет, определенным по свинцово-ториевому отношению (табл. 1, обр. 8) и указывающим, что вынос свинца и урана мог произойти не ранее 500 млн. лет [4]. Это же подтверждается значениями возраста, полученными калий-аргоновым (табл. 2, обр. 4) и рубидий-стронциевым (табл. 3, обр. 3) методами.

Большой интерес представляет сопоставление приведенных данных с результатами определений абсолютного возраста метаморфических пород Дербинского антиклинория и Канской глыбы Восточного Саяна, приведенными в табл. 4 [15]. По геологическим данным Канская глыба складывается метаморфическими породами Бирюсинской серии архейского возраста. Однако приведенные цифры возраста биотита (табл. 4, обр. 1 и 2) не подтверждают этого заключения. Во всех случаях возраст резко

занижен. Здесь также эти значения возраста датируют время проявления более позднего-наложенного процесса. Время это для таракского гранитоидного комплекса и Канской глыбы оказывается одним и тем же — около 600 млн. лет.

Таблица 4

Минерал, порода и место взятия образца	Возраст (млн. лет)
Канская глыба	
Биотит биотитового гнейса, р. Агул	660
Биотит хлорито-биотитового гнейса, р. Агул	570
Мусковит из пегматоидного гранита, р. М. Агул	670
Мусковит из малоомощной пегматитовой жилы, р. М. Агул	550
Дербинский антиклинорий	
Биотит из биотитового гнейса, р. Чатыг-Хем (бассейн р. Агул)	490
Биотит из биотито-графитового сланца, р. Чатыг-Хем (бассейн р. Агул)	460
Биотит из биотитсодержащего мрамора, верховье р. Б. Бирюсы	500

В пределах Дербинского антиклинория развиты породы дербинской и кувайской серий протерозоя [15], но возраст выделенного из них биотита опять-таки оказывается заниженным (450—500 млн. лет). Значения эти согласуются с возрастом третьего наложенного процесса, вызвавшего «омоложение» ранее закристаллизовавшихся масс магматических и метаморфических пород в пределах Енисейского кряжа. В Восточных Саянах в это же время имела место интрузия граносиенитов.

Таким образом, указанные процессы «омоложения» древних толщ являются региональным явлением для данной территории зоны байкалитид, и приурочены они, вероятно, к каким-то определенным этапам в развитии земной коры.

ТЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС ГРАНИТОИДОВ

Выделение данного комплекса гранитоидов в настоящее время рассматривается лишь в качестве постановки вопроса, так как отсутствуют данные определения абсолютного возраста гранитоидов тейского комплекса свинцово-изотопным методом. Название комплекса дается нами по типичным для него образованиям гранито-гнейсового характера, полученным по р. Тее. Они же известны по долине р. Енисей как рудиковские гранито-гнейсы, чернореченские гранито-гнейсы и др. Все они обладают сходными чертами состава и строения, свидетельствующими об их метасоматическом происхождении. Попытка определения абсолютного возраста биотита тейских гранитов рубидий-стронциевым методом не дала результатов из-за незначительной доли радиогенного стронция в образце (табл. 3, обр. 5). Поэтому породы данного комплекса охарактеризованы лишь калий-аргоновым возрастом. В состав этого комплекса отнесены образования с возрастом более 900 млн. лет: тейские граниты (табл. 2, обр. 29), пегматиты р. Торжихи (табл. 2, обр. 28), пегматиты из района Аяхтинского рудника (табл. 2, обр. 30). О возможном существовании гранитоидов этого возраста свидетельствует и возраст биоти-

та из мигматитов р. Шиверной Весниной (табл. 2, обр. 31) и некоторые другие данные. Однако для окончательного решения этого вопроса необходимо проведение дополнительных исследований.

ПОСОЛЬНО-АНГАРСКИЙ КОМПЛЕКС ГРАНИТОИДОВ

Полученные возрастные данные позволяют включить в состав этого комплекса граниты р. Посольной, ниже-канские граниты, стрелковские граниты, тасеевские мигматиты, татарские граниты и связанные с этими интрузиями пегматиты. Определение возраста указанных объектов проводили свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами по выделенным из них разным мономинеральным фракциям (табл. 1, обр. 17—25 и табл. 2, обр. 7—22).

Следует отметить, что одни и те же мономинеральные фракции радиоактивных минералов, выделенные из различных интрузий и даже из одной и той же интрузии, резко отличаются друг от друга как радиохимическими данными, так и содержанием общего и обыкновенного свинца. В ряде случаев это связано с процессами вторичных изменений минералов, а в общем отражает специфические особенности первичного состава интрузий.

Монациты проб Н и 58 (табл. 1, обр. 17 и 19), выделенные из ниже-канских гранитов дали расходящиеся значения возраста по всем изотопным отношениям. Монацит пр. 58 был взят из аллювия небольшого приустьевоего притока р. Б. Метляковки. Монацит пр. Н был отобран из коренных гнейсо-гранитных разностей пород Нижне-Канской интрузии, обнажающихся по р. Кан ниже с. Кужет. Кроме этого, из гранитов Нижне-Канского массива определяли возраст циркона (табл. 1, обр. 18). Вычисленные значения возраста по трем указанным пробам позволили принять наиболее вероятный возраст, равный 880 ± 80 млн. лет. Значение возраста, полученное по свинцово-ториевому отношению, как уже указывалось [3, 7], может рассматриваться как максимально возможное время проявления наложенного процесса. Ряд образцов радиоактивных аксессуариев (табл. 1, обр. 15, 17, 18 и 19) из сравнительно ограниченной площади низовий Кана показал по свинцово-ториевому отношению возраст от 400 до 470 млн. лет. Если учесть, что по биотиту (табл. 3, обр. 3) из мигматит-гранитов рубидий-стронциевым методом также получен возраст 430 млн. лет, то, вероятно, можно заключить, что ниже-канские граниты и окружающие их толщи кристаллических и изверженных пород испытали существенную переработку в результате проявления вторичного наложенного процесса, имевшего место 400—470 млн. лет назад. Проявление этого же процесса было уже констатировано и в таракском комплексе гранитоидов [3, 7]. Таким образом, его проявления широко распространились на весь юг Южно-Енисейской глыбы. По времени они соответствуют концу силура — началу девона, когда началась кардинальная перестройка структурного плана района: возникают грандиозные разломы, по которым происходит опускание обширных территорий, приведшие к формированию наложенных девонских впадин Западной Сибири, образуются интрузии щелочных гранитов в Восточных Саянах и т. д.

Возраст посольненских гранитов (810 ± 50 млн. лет) установлен по циркону (табл. 1, обр. 21), выделенному из гранитов, обнажающихся по левобережью р. Посольной выше с. Кузьмодемьяновки. Циркон имеет относительно хорошую сохранность, и полученные значения возраста по разным изотопным отношениям имеют удовлетворительную сходимость.

Циркон пр. 8 (табл. 1, обр. 20) был отобран из катаклазированных порфиробластических мигматитов р. Посольной в 1,5 км от ее устья. Полученные возрастные значения свидетельствуют о сильном изменении циркона более поздними процессами. Возраст биотита посольненских гранитов и связанных с ними мигматитов, по данным калий-аргонового метода, колеблется от 560 до 600 млн. лет (табл. 2, обр. 6 и 7). Такой же возраст был установлен и для биотита ниже-канских гранитов (табл. 2, обр. 8). Рубидий-стронциевый возраст биотита (табл. 3, обр. 1), выделенного из посольненских гранитов, определен с точностью ± 15 проц. и составляет 910 млн. лет. В общем он удовлетворительно согласуется с возрастом, полученным свинцово-изотопным методом для циркона (табл. 1, обр. 21).

Возраст стрелковских гранитов, по данным свинцово-изотопного метода, равен 850 ± 60 млн. лет. Для анализа был выделен монацит из порфировидных гранитов, отобранных на правом берегу р. Ангары в районе Стрелковского порога. Из жильной (гранитоидной) части мигматитов «Иванов Камень», обнажающихся на р. Тасевой выше Кондаковского слюдорудника, была взята проба монацита (табл. 1, обр. 23). Возраст этого монацита определяется в 870 ± 60 млн. лет. Биотит же, выделенный из мигматита «Иванов Камень» по данным калий-аргонового метода, дал возраст 640 млн. лет (табл. 2, обр. 32), т. е. является более низким и отражает влияние процесса более поздней перекристаллизации.

Определение абсолютного возраста татарских гранитов свинцово-изотопным методом пока не проведено, но, учитывая значения их возраста, полученные калий-аргоновым методом (700 млн. лет по биотиту обр. 9 и 880 млн. лет по биотиту обр. 10 табл. 2), можно рассматривать татарские граниты в составе данной возрастной группы. Во всяком случае они не могут быть включены в состав более молодой Аяхтинской группы гранитов, с которыми они в настоящее время сравниваются и даже образуют по укоренившимся среди огромного большинства геологов представления самостоятельный так называемый «татарско-аяхтинский» комплекс гранитоидов [6], хотя в действительности эти две интрузии — прототипы указанного комплекса — являются разновозрастными образованиями. Среднее значение возраста по настуранам равно 750 ± 50 млн. лет. Однако возраст, вычисленный по свинцово-свинцовому отношению, является наиболее близким к действительному и равен 820 ± 60 млн. лет. Изученный апатит оказался весьма слабо радиоактивным. Вероятный возраст его (880 ± 70 млн. лет) удалось получить только по свинцово-урановому отношению. В общем он согласуется с данными по настуранам.

При геологическом изучении пегматитовых жил Кондаковского месторождения было установлено, что мусковит в них является более поздним минералом, чем биотит, и обычно развивается путем его замещения. С этой целью в шахте 8 (Ниже-падунский участок) и шахте 1-51 из одних и тех же образцов были отобраны пробы биотита и замещающего его мусковита и произведено определение их возраста. В обоих случаях более ранние, по геологическим данным, биотиты оказались древнее и по их абсолютному возрасту, определенному калий-аргоновым методом (табл. 2). Несмотря на общую картину более молодого возраста, получаемого по мусковитам, согласованности между самими цифрами нет. Допускать разновозрастность тех и других пегматитовых жил нет никаких оснований. Причины расходящихся значений несколько проясняются при учете условий нахождения слюд в том и другом случаях. Если в шахте 8 слюды отбирали из приконтактных частей пегматитовых жил, то в шахте 1-51 — из их центральной части. Вероятно, при про-

явлении более поздних наложенных процессов их влияние сказывалось преимущественно в полосе контактов пегматитовых жил с вмещающими породами, как наиболее ослабленной зоны, в то время как центральные части жильных пород не испытывали перекристаллизации, ведущей, как известно, к потере аргона калиевыми минералами [14]. Кроме упомянутых проб, определяли также возраст мусковита из центральной части жилы 126 Падунского участка. Получено значение возраста 850 млн. лет. При анализе всех этих данных по возрасту минералов Кондаковского пегматитового месторождения устанавливается возможная одновременность их образования. Возраст слюд шахт 126 и 1-51 хорошо согласуется со свинцово-изотопным возрастом стрелковских и посольненских гранитов, тасеевских мигматитов и других образований рассматриваемого комплекса. Возраст настуранов оказывается несколько меньше. Аналогичные случаи, особенно для пегматитов, уже отмечались в литературе [16]. Процесс же мусковитизации биотитов следует рассматривать как аутометасоматический, так как возрасты обоих минералов всегда достаточно близки. Существенное же «омоложение» слюд (как биотита, так и мусковита) связано с переработкой их позднейшими процессами. Время этой переработки в данном случае, вероятно, можно принять равным примерно 600 млн. лет.

Таким образом, между гранитоидами посольно-ангарского комплекса и кондаковскими пегматитами с достаточной отчетливостью устанавливается возрастная связь. Вероятно, эта связь является и генетической. Абсолютный возраст гранитоидов посольно-ангарского комплекса может быть принят равным (на данном этапе их изучения) 850 ± 60 млн. лет и пегматитов Кондаковского месторождения около 850 млн. лет по данным калий-аргонового метода и 820 ± 60 млн. лет по данным свинцово-изотопного метода.

По-видимому, в состав данной возрастной группы должны быть включены и пегматиты Канского месторождения. Окончательное решение этого вопроса затруднительно в связи с отсутствием определений по ним возраста свинцово-изотопным методом. Однако данные калий-аргонового метода (табл. 2, обр. 17—22) дают основание для постановки этого вопроса. Здесь также возраст по биотиту получился несколько большим, чем по мусковиту. Данные по образцам 19, 20, 21, 22 (табл. 2) позволяют сделать заключение о более интенсивных процессах изменения слюд в приконтактных зонах и слабой их переработке во внутренних зонах пегматитовых тел. Время метаморфизма и перекристаллизации этих слюд соответствует в общем девону, когда, как уже отмечалось, шла грандиозная перестройка всего структурного плана этого района.

АХТИНСКИЙ КОМПЛЕКС ГРАНИТОИДОВ

Этот комплекс изучен слабо и выделяется в известной мере условно. Пока в пределах Енисейского кряжа к нему относится лишь одна интрузия — Ахтинская. В пределах Восточных Саян ахтинским гранитам соответствуют по возрасту ортитоносные пегматиты верховий р. Кан (водораздел рек Тунгусик—Темная), показавшие хорошую сходимость значений возраста по всем изотопным отношениям (табл. 1, обр. 34), свидетельствующую об их образовании 600 млн. лет назад.

Ахтинские граниты, в отличие от гранитоидов других возрастных комплексов, характеризуются почти полным отсутствием монацита в составе аксессуарных минералов. Зато им свойственно присутствие ор-

тата, обнаруженного во всех петрографических разностях пород. Возраст аяхтинских гранитов и связанных с ними пегматитов определяли по ортитам и циркону (табл. 1, обр. 27, 28, 29) и по слюдам (табл. 2, обр. 23, 38). Циркон был выделен из гранитов, обнажающихся в районе Большого порога на р. Б. Пит (выше пос. Питгородок). Наиболее вероятный возраст циркона определяется по двум отношениям (свинцово-урановому и свинцово-ториевому) и принимается в среднем 620 ± 60 млн. лет. По Советской геохронологической шкале это соответствует верхам синия (рифей), граница которого с палеозоем проходит около 600 млн. лет. Два образца ортитов (табл. 1, обр. 27, 29) дали возраст по свинцово-урановому отношению 570 ± 50 млн. лет и 590 ± 50 млн. лет. При этом возраст, вычисленный по свинцово-свинцовому отношению, всюду завышен: его значения колеблются от 570 до 670 млн. лет. Среднее значение равно 620 ± 60 млн. лет. Это позволяет выделить их в самостоятельную возрастную группу и считать ошибочным мнение об одновозрастности их со стрелковскими и татарскими гранитами.

Такой же возраст (600 млн. лет) установлен и для ортитоносных пегматитов верховой р. Кан из Восточного Саяна (табл. 1, обр. 34). Рассчитанные значения возраста хорошо сходятся по всем изотопным отношениям, давая максимальные расхождения от 580 до 620 млн. лет. Средняя величина возраста равна 600 ± 30 млн. лет. Таким образом, возраст этих ортитов и датированных ими пегматитов равен 600 ± 30 млн. лет.

Возраст аяхтинских гранитов определяли также и калий-аргоновым методом на биотитах (табл. 2, обр. 23, 38). Анализ этих образцов дал возраст 670 и 650 млн. лет, который оказывается практически тождественным возрасту, полученному по радиоактивным аксессуариям. В пределах Канской глыбы Восточного Саяна известны пегматоидные граниты, мусковит которых также имеет возраст 670 млн. лет, т. е. совершенно такой же, как и биотит аяхтинских гранитов [15].

В заключение разбора возрастных данных для гранитоидов Аяхтинской группы следует обратить внимание на низкое значение возраста, полученное по свинцово-ториевому отношению (табл. 1, обр. 27) и составляющее 280 млн. лет. В Восточном Саяне, на водоразделе рек Казыр — Кизир установлены пегматитовые жилы в щелочном сиените, циркон которых имеет возраст порядка 270 млн. лет (табл. 1, обр. 33). Хотя эти два района достаточно удалены друг от друга, все же приведенные сравнения дают материал для размышлений, тем более, что и Енисейский край и Восточный Саян имеют много общего в своей геологической истории. Интрузии такого же возраста (600 млн. лет) установлены на восточной окраине Алданского щита [17].

Щелочные сиениты среднего течения р. Татарки, которые определяли только калий-аргоновым методом по лепидомелану, оказались возраста 610 млн. лет (табл. 2, обр. 33). В остальных случаях определения возраста делали на минералах из пегматитовых жил, связанных с этими сиенитами. Нефелин из пегматитов имеет абсолютный возраст 570 млн. лет (табл. 2, обр. 34). Определения возраста свинцово-изотопным методом были выполнены на цирконе и эвксените (табл. 1, обр. 30, 31). Вероятное значение возраста эвксенита по двум наиболее достоверным изотопным отношениям (свинцово-урановому и свинцово-ториевому) составляет 530 ± 40 млн. лет. Значение возраста циркона по тем же отношениям составляет 490 ± 60 млн. лет. И хотя оно согласуется с возрастом эвксенита, все же предпочтение следует отдать эвксениту, так как содержание обыкновенного свинца в цирконе еще более значительно, чем в эвксените. В общем возраст татарских сиенитов и связанных с ними пегматитов может быть принят равным 530 ± 40 млн. лет, что соот-

ветствует кембрийскому времени. Указанные образования являются самыми молодыми (из числа установленных радиологическими методами) в пределах Енисейского кряжа.

Из других определений абсолютного возраста минералов, выполненных свинцово-изотопным методом, следует назвать циркон из кимберлита Тергешского участка Северо-Минусинской котловины, циркон из ультраосновной породы Чадобецкого поднятия и монацит из чарнокитов района Кузеевского рудника (табл. 1, обр. 32, 35 и 36). Калий-аргоновым методом был определен возраст биотита из пород вулканических трубок участка Бароджувского Северо-Минусинской котловины, биотита из ультраосновных пород верховой ручья Чуктукон и биотита трубки «Большой» этого же района (табл. 2, обр. 35, 36, 37). Следует отметить, что сохранность биотитов плохая, в ряде случаев они вермикулитизированы. Вероятный рекогносцировочный возраст ультраосновных пород ближе всего к значению, полученному свинцово-изотопным методом на цирконе. Однако для надежного решения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования.

На восточном склоне южной части Енисейского кряжа, в бассейнах рек М. Курыш, Б. и М. Ологаш, Алега и др. распространены светло-розовые кварцито-песчаники и кварциты, залегающие на гранитах Таракского массива. В этих породах наблюдаются отчетливо выраженные явления перекристаллизации цемента и регенерации обломочных зерен, вплоть до образования регенерационных структур. Наблюдаются две генетические разновидности калиевых полевых шпатов: округлые мелкие зерна явно первичнообломочного происхождения и зерна, возникшие путем перекристаллизации цемента, т. е. вторичные. Иногда цемент полностью не перекристаллизован и содержится во вторичном калиевом полево-м шпате в виде включений кварц-серицитового состава.

Относительно возраста этих пород мнения исследователей расходятся. Одни их считают нижнекембрийскими, другие относят к карагаской свите синия. Из низов толщи грубозернистых кварцитопесчаников, обнажающихся на правом берегу р. Курыш выше с. Алешино («Галочки Гривы»), была выделена проба калиевого полевого шпата, абсолютный возраст которого оказался равным 690 млн. лет.

Учитывая изложенное выше, представляется наиболее вероятным считать указанный возраст соответствующим времени метаморфизма (перекристаллизации) данных пород, а сами породы относить к синийской группе.

Принятые значения возраста по минералам гранитоидных массивов и других образований сведены в табл. 5.

Таким образом, в пределах Енисейского кряжа устанавливается четыре разновозрастных комплекса гранитоидов: таракский — абсолютный возраст 1850 ± 100 млн. лет; тейский — абсолютный возраст более 900 млн. лет; посольно-ангарский — абсолютный возраст 850 ± 60 млн. лет и аяхтинский — абсолютный возраст 620 ± 50 млн. лет.

Применение свинцово-изотопного, калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов позволило выявить основные этапы проявления наложенных (вторичных) процессов, которые имели место 1300--1400 млн. лет, около 600 млн. лет и около 400 млн. лет назад. Первый из этих этапов, происходивший во второй половине протерозоя, увязывается, вероятно, со временем заложения Енисейской ветви Байкальской геосинклинали, когда архейское основание после продолжительного стояния и денудации начало испытывать грандиозные процессы дробления и опускания. Эти процессы вызвали перекристаллизацию минералов в сохранившихся от опускания архейских блоках и зафиксировали тем самым происходившие в те времена события. Второй процесс, попадающий на

Таблица 5

Объект	Свинцово-изотопный метод		Калий-аргоновый метод	
	минерал	возраст, млн. лет	минерал	возраст, млн. лет
Таракский комплекс				
Таракский массив, порфиروبласт. гранит	монацит	1850±100	биотит	60—700
Таракский массив, среднезернистые граниты	монацит	1750±100	—	—
Березовские мигматит-граниты	монацит	1850±100	—	—
Усть-Немкинские гранодиориты	циркон	1880±100	—	—
Любавинские пегматиты	—	—	мусковит	1690
Мигматиты Западно-Таракской зоны, р. Кан	монацит	1850±100	биотит	1100—1300
Тейский комплекс				
Тейские гнейсо-граниты	—	—	биотит	910
Пегматит р. Торжихи	—	—	мусковит	930
Посольно-Ангарский комплекс				
Нижне-Канские граниты	циркон	880±70	биотит	550
Посольненские граниты	циркон	810±60	биотит*	560—600
Стрелковские граниты	монацит	850±60	—	—
Мигматиты р. Тасеевой	монацит	870±60	биотит	640
Татарские граниты	—	—	биотит	700—880
Кандаковские пегматиты	настуран	820±60	биотит	850
Канские пегматиты	—	—	биотит	710
Аяхтинский комплекс				
Аяхтинские граниты	циркон	620±50	биотит	650—670
Аяхтинские пегматиты	ортит	590±50	—	—
Пегматиты верховий р. Кан (Вост. Саяны)	ортит	600±20	—	—
Комплекс щелочных сиенитов				
Пегматиты Средне-Татарского массива	эвксенит	530±40	нефелин	570
Пегматиты верховий рек Казыр—Кизир	циркон	270±40	—	—
Комплекс базальтоидов				
Северо-Минусинская котловина уч. Тергешский	циркон	540±50	—	—
То же, уч. Бараджульский	—	—	биотит	360
Ультраосновная порода из Чадобецкого поднятия	циркон	800±80	биотит	270 520

*Возраст биотита по рубидий-стронциевому методу 910 млн. лет.

границу синия и палеозоя, отражает завершающие этапы развития геосинклинальных условий в рассматриваемой области и совпадает с возрастом позднеорогенных аяхтинских гранитов. Третий наложенный процесс падает на время крупной структурной перестройки территории Сибири, когда происходит обрушение мощного Средне-Сибирского сводового поднятия и образование ряда грабенных впадин, окружающих Енисейский кряж. В пределах В. Саяна в это время внедрялись интрузии граносиенитов, в других районах начинался герцинский этап складчатости.

Доказан архейский возраст кристаллических пород Южно-Енисейской глыбы, установлен архейский возраст пород енисейского метаморфического комплекса в бассейне низовий р. Кан, определена верхняя возрастная граница ряда синийских пород, вмещающих магматические интрузивные и жильные тела, и зафиксирована верхняя возрастная граница докембрия по интрузии аяхтинских гранитов. Эта граница хорошо совпадает с границей, установленной ранее [17] для восточной окраины Алданского щита, и принимается равной 600 млн. лет.

Установленный возраст комплексов позволяет сравнить их с крупными тектоно-магматическими эпохами докембрия Земли, выделенными А. П. Виноградовым и А. И. Тугариновым [18]:

1) аяхтинский комплекс гранитоидов (620 ± 40 млн. лет) соответствует катангской тектоно-магматической эпохе, возрастная граница которой 600 млн. лет;

2) тейский комплекс (абсолютный возраст более 900 млн. лет) близок к Гренвилльской тектоно-магматической эпохе (1000 млн. лет);

3) таракский гранитоидный комплекс (1850 ± 100 млн. лет) отвечает Беломорской тектоно-магматической эпохе — возрастная граница 1900 млн. лет.

Широко развитый в пределах Енисейского кряжа посольно-ангарский комплекс гранитоидов (абсолютный возраст 850 ± 60 млн. лет) не отвечает какой-либо планетарно проявленной тектоно-магматической эпохе, но он близок к Беснер-Калифорнийской складчатости (возраст 820 млн. лет).

Время проявления раннего этапа «омоложения» древних минералов кряжа, фиксируемое значением возраста около 1300—1400 млн. лет, с которым связаны начальные этапы развития Енисейской ветви Байкальской геосинклинали, соответствует в общих чертах Медвежьеозерской тектоно-магматической эпохе (возраст 1400 млн. лет).

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П., Задорожный И. К., Зыков С. И. Возраст Земли по изотопному составу свинцов. Труды I сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1954.
2. Patterson C., Tilxon G. and Jnghram M. Age of the Earth. Sci., vol. 121, No. 3134, 1955.
3. Волобуев М. И., Зыков С. И. К вопросу об абсолютном возрасте пород и минералов Енисейского кряжа. Матер. по геологии Красноярского края, вып. 2, 1961.
4. Зыков С. И., Ступникова Н. И., Павленко А. С., Тугаринов А. И., Орлова Л. П. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа. «Геохимия», 1961, № 7.
5. Зыков С. И., Ступникова Н. И. Изотопный анализ свинца без предварительной химической подготовки минерала. «Геохимия», 1957, № 5.
6. Кириченко Г. И., Антоновская Л. И. Геологическое строение СССР, т. 2, 1958.

7. Жиров К. К., Артемов Ю. М., Волобуев М. И., Жирова В. В., Кнорре К. Г., Ступникова Н. И., Стенько В. А., Тихонов В. Е., Аракелян В. А. О возрасте Таракской интрузии Енисейского кряжа. Труды VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1960.
8. Судовников Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование. Вестник МГУ, 1959, № 6.
9. Zhiron K. K., Artyomov I. M., Volobuyev M. I., Zhiron V. V., Knorre K. G., Krizhansky N. M., Mochalova I. Z., Tikhonov. The age of the Taraksky granite massif and other formations of the Yenisey ridge. Ann. N. Acad. Sci, 91, No. 2, 1961.
10. Волобуев М. И. К вопросу о геологическом строении юга ангаро-канской части Енисейского кряжа. Матер. по геологии и полезн. ископ. Красноярского края, 1960.
11. Кузнецов Ю. А. Гранитные интрузии Енисейского кряжа. Изв. Томского индустр. ин-та, т. 64, вып. 1, 1944.
12. Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж. Тр. лаборатории геологии докембрия, вып. 2, 1952.
13. Ж. «Сов. геология», 1960, № 7.
14. Герлинг Э. К. Современное состояние аргонного метода определения абсолютного возраста и его применение в геологии. М., Изд-во АН СССР, 1961.
15. Хильтова В. Я. Метаморфизм бирюсинской и дербинской серий и его абсолютный возраст (зап. часть Вост. Саяна). Тр. ЛАГЕД, вып. 12, 1961.
16. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
17. Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. О возрасте горных пород Алданского щита. «Геохимия», 1960, № 7.
18. Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия. «Геохимия», 1961, № 9.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
А. П. Кривенко, А. Н. Павлов. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы	5
Г. В. Пинус, Ю. Н. Колесник. Джидинский гипербазитовый пояс	44
С. Л. Халфин. Геология и петрография массива кварцевых щелочных сиенитов на водоразделе рек Туима и Карыша (Кузнецкий Алатау).	63
М. П. Кортусов. Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс Марининской тайги (Кузнецкий Алатау)	78
В. Н. Смышляев. Плагιοгранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна	92
С. Л. Халфин. Тараскырский магматический комплекс плагιοгранитов и кварцевых кератофиров в Западном Саяне	107
Г. В. Поляков, Г. С. Федосеев. Интрузивные комплексы района Таят-Табратской группы железорудных месторождений	113
А. Н. Дистанова. О Мартайгинском интрузивном комплексе.	134
Е. С. Сергеева. О некоторых особенностях и происхождении Улень-Туимского гранитоидного комплекса	145
А. Ф. Белоусов, Ю. Н. Кочкин. Геохимические особенности лав в рифейско-кембрийских вулканических комплексах Алтая	151
И. В. Лучицкий. Типы формаций щелочных пород Сибири	165
М. И. Волобуев, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова, Д. И. Мусатов, Е. Я. Гаврилов. Абсолютный возраст гранитоидных комплексов Енисейского кряжа	184

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Редактор *Г. П. Поливин.*
Художественный редактор *В. Г. Бурыкин.*
Обл. художника *В. П. Кондрашкина.*
Технический редактор *Т. К. Овчинникова.*
Корректоры *А. А. Симонова, Е. П. Шарбарина.*

Сдано в набор 19 июня 1963 г. Подписано к печати 11 декабря 1963 г. МН05800. Бумага 70 x 108¹/₁₆. 12,75 печ. л.,
= 17,5 усл. печ. л., + 1 вкл., 18,8 уч.-изд. Тираж 1500.

Издательство Сибирского отделения Академии наук
СССР, Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 5614.
Типография газеты «Красноярский рабочий»,
проспект Мира, 91.

Цена 1 р. 42 к.