



МАГМАТИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
АЛТАЕ-
СЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ
ОБЛАСТИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

МАГМАТИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
АЛТАЕ-
СЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ
ОБЛАСТИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1965

УДК 552.3(235.223)

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геолого-минералогических наук

Г. В. ПИНУС

*Посвящается 60-летию
со дня рождения нашего учителя
члена-корреспондента АН СССР
профессора*
Юрия Алексеевича Кузнецова

В предлагаемом читателю сборнике публикуются статьи ближайших учеников и последователей члена-корреспондента АН СССР Ю. А. Кузнецова, успешно развивающего новое направление в петрографии — учение о магматических формациях.

Охарактеризованные в статьях магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области и некоторых других районов Сибири и Дальнего Востока иллюстрируют важнейшие формационные типы магматических горных пород.

Статьи И. М. Волохова, С. С. Ильенка, В. Н. Довгалея, В. И. Богникова и А. П. Кривенко посвящены характеристике магматических комплексов основного состава, принадлежащих к габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-диабазовой и габбро-сиенитовой формациям. В большой коллективной статье Г. В. Полякова, Г. С. Федосеева, А. Е. Телешева, С. М. Николаева рассмотрены различные аспекты магматической геологии сложного Шиндинского плутона Ольховского гранитоидного комплекса — представителя формации батолитовых гранитов. К этому же формационному типу принадлежит Мартайгинский гранитоидный комплекс, детально охарактеризованный в статье А. Н. Дистановой. Последняя придает большое значение процессам метасоматоза в формировании крупных гранитоидных массивов.

Две статьи, авторами которых являются А. Д. Шелковников и В. Н. Смышляев, посвящены описанию вулканогенных формаций. Первый дает общую характеристику эффузивным формациям северо-западной части Восточного Саяна, а второй приводит обстоятельное описание спилито-кератофировой формации северного склона Западного Саяна. В статье М. И. Юдина акцентируется внимание на особенности процесса серпентинизации ультраосновных пород Борусского массива — представителя гипербазитовой формации Алтае-Саянской области, а в работе С. С. Зимица на примере ультраосновных интрузий Сихотэ-Алиня обсуждаются вопросы генезиса гипербазитов и высказываются соображения о необходимости выделения новой дунит-верлитовой формации.

В сборнике помещены также статьи, посвященные общим вопросам магматизма. К ним относится работа В. А. Вахрушева, в которой выявляются минералого-геохимические признаки генетической связи железоруднения с интрузиями, и статья В. А. Кутоллина, обсуждающая вопрос о типах базальтовых магм.

Все работы, составляющие настоящий сборник, отражают результаты новейших петрографических исследований магматических образований Сибири и, мы надеемся, вызовут живой интерес геологов, занимающихся вопросами магматической геологии.

Доктор геол.-минерал. наук *Г. В. ПИЛУС*

О ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВОМ ФОРМАЦИОННОМ ТИПЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Образования габбро-пироксенит-дунитовой формации, считавшиеся до сравнительно недавнего времени уникальным проявлением магматизма Урала, в последние годы обнаружены в ряде других складчатых областей Советского Союза, в том числе в пределах Алтае-Саянской складчатой области. Представляя собой совершенно оригинальную плутоническую ассоциацию горных пород, эти образования давно уже привлекают внимание исследователей. Интерес к данной формации определяется прежде всего ее ни с чем не сравнимой металлогенией, характеризующейся таким набором месторождений, как месторождения платины, хромитов, сульфидных медно-никелево-кобальтовых руд, огнеупорного сырья и т. д. Немаловажный интерес вызывает также и целый круг связанных с изучением этой формации чисто теоретических вопросов, касающихся закономерностей ее локализации в структурах земной коры; природы, места и механизма рождения, внедрения и становления исходной магмы; взаимоотношений с другими формационными типами, в частности с гипербазитовой и габбро-плагиигранитной формациями подвижных зон и габбро-норитовой формацией древних платформ; особенностей морфологии и внутреннего строения интрузивов, в том числе воронкообразно-конических, конфокальных, ритмически-расслоенных; исключительного разнообразия пород, изменяющихся по составу от ультраосновных до средних и даже кислых, и причин этого разнообразия; совершенно неповторимой петрохимической характеристики пород и др.

Примеры совместного нахождения гипербазитов и базитов в пределах Алтае-Саянской области давно уже оценивались как указание на возможное существование между ними не только пространственной, но и генетической связи. Однако все эти заключения основывались на недостаточно представительном фактическом материале, в большинстве своем разрозненном и подчас противоречивом, собранном попутно при региональной геологической съемке или при решении других вопросов, прямо не связанных с гипербазитами и габбро.

Районы сонахождения указанных пород были подвергнуты специальному изучению в конце 40-х и первой половине 50-х годов. В результате этих исследований было доказано, что примеры пространственно ассоциированных ультраосновных и основных пород в большинстве своем никакого отношения к габбро-пироксенит-дунитовой (габбро-перидотитовой) формации не имеют и представляют собой случаи

сонахождения двух самостоятельных формационных типов — чисто гипербазитового (гарцбургитового) и габбро-диорит-диабазового [14, 15]. Этими же исследованиями было установлено также, что наряду с ультраосновными породами гипербазитовой формации в некоторых районах Алтае-Саянской области существуют гипербазиты иных формационных типов. Дальнейшее специальное изучение подобных образований позволило выделить среди них целый ряд примеров ассоциаций габбро-пироксенит-дунитового формационного типа [1—6, 12].

Настоящая публикация является практически первой попыткой теоретического обобщения существующих на сегодня данных по геологии, петрологии и металлогении габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской области, предпринятой с целью привлечь к этой магматической ассоциации внимание исследователей, изучающих геологию и магматизм Алтае-Саянской области.

На современной стадии изучения образования габбро-пироксенит-дунитовой формации устанавливаются в пределах трех тектонических регионов Алтае-Саянской складчатой области, а именно — в Западном и Восточном Саянах и в Кузнецком Алатау. В Западном Саяне конкретным проявлением формации является Лысогорский интрузивный комплекс [1, 4], в Восточном Саяне — Нижне-Дербинский [4, 5] и в Кузнецком Алатау — Усинский [4].

В своем размещении названные комплексы подчиняются достаточно хорошо проявленной закономерности, сущность которой выражается в их постоянной приуроченности к зонам сочленения древних, преимущественно кембрийских, недоразвитых эвгеосинклинальных (субэвгеосинклинальных) прогибов¹ со структурами более ранней, байкальской и раннесалаирской, консолидации. Подобные зоны в пределах Алтае-Саянской области обнаруживаются главным образом в составе салаирид Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саянов; в других более молодых, преимущественно каледонских по времени консолидации, тектонических структурах области (Горный Алтай, Салаир, большая часть Западного Саяна и т. п.), они, как правило, не наблюдаются. Своим появлением интрузивная ассоциация габбро-пироксенит-дунитового формационного типа обязана магматическим процессам, сопровождавшим эволюцию земной коры в пределах субэвгеосинклинальных прогибов. В случае выхода этой ассоциации за пределы названных структур в рядом расположенные сооружения более древней консолидации они всегда выступают по отношению к более древним структурам как несвойственные им и в некотором роде геотектонически чуждые магматические образования.

Время внедрения магмы, давшей при своем становлении породы габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации, отвечает периоду первых проявлений интрузивного магматизма субэвгеосинклинальных прогибов, приходящего на смену эффузивному и субвулканическому преимущественно спилито-диабазовому магматизму более ранних этапов формирования этих прогибов. В истории развития Алтае-Саянской области этот период попадает в низы стратиграфической колонки и пока что определяется довольно широким интервалом времени между верхним протерозоем (синием) и кембро-ордовиком.

Плутоны габбро-пироксенит-дунитовой формации являются образованиями мезоабиссальной фации глубинности (в классификации фаций по Ю. А. Кузнецову [8, 11]) и представляют собой относительно

¹ Речь идет об особом типе эвгеосинклинальных прогибов, формировавшемся, как полагает автор, на утолщенной океанической коре и отличающемся от типично эвгеосинклинальных отсутствием гипербазитовой (гарцбургитовой) формации в составе магматических образований, сопровождавших эволюцию геосинклинального прогиба [2, 4, 5]. — *Прим. автора.*

небольшие (не более 100 км² по площади выходов) тела, форма которых в основном воронкообразно-коническая, иногда желобовидная, реже линзообразная. Вариация форм плутонов определяется специфической физико-механических свойств пород их окружения. Два первых морфологических типа магматических тел, обычно дискордантные, формируются, как правило, на внешней по отношению к геосинклинальному прогибу стороне зоны внедрения в жестком консолидированном окружении метаморфических образований, слагающих более древние срединные массивы. Согласно линзообразные тела, напротив, наблюдаются на внутренних по отношению к прогибу сторонах зоны внедрения в более пластичном окружении образований, выполняющих собственно субэвгеосинклинальные прогибы.

Преимущественное размещение интрузивов габбро-пироксенит-дунитовой формации в зонах сочленения жестких и более мобильных тектонических структур, очевидно, связано с большей проницаемостью этих зон, обусловленной существованием здесь крупных дизъюнктивных нарушений глубинного заложения, закономерно возникавших и существовавших на границе механически разнородных сред. Следствием той же причины, по-видимому, является и вполне определенная асимметрия в размещении плутонов в пределах зоны внедрения, состоящая в том, что большая их часть тяготеет к тем участкам зоны внедрения, которые прилегают к жестким структурам. Дизъюнктивные нарушения в этой части зоны внедрения, в частности разрывы, опережающие главный разлом сочленения жестких и мобильных структур, благодаря относительно более высокой компетентности пород сохраняют проницаемость в течение более продолжительного промежутка времени и таким образом оказываются более благоприятными для локализации магматических тел. Дизъюнктивные нарушения, опережающие главный разлом на стороне, обращенной к геосинклинальному прогибу, напротив, оказываются при этом менее благоприятными. Пластика менее компетентных пород, слагающих толщи, выполняющие прогиб, сводит к минимуму проницаемость зоны внедрения, гасит магмоподводящие разрывы и тем самым значительно уменьшает, а в ряде случаев полностью исключает возможное проникновение магматических расплавов в собственно геосинклинальное окружение.

В подавляющем большинстве случаев интрузивные тела габбро-пироксенит-дунитовой формации принадлежат к однофазным плутонам, сформировавшимся в процессе единого акта внедрения с последующей дифференциацией внедрившегося расплава непосредственно в магматической камере. По своему типу дифференциация магмы в этом случае относится к кристаллизационной, протекающей ритмически при пульсационном отделении газовой составляющей в условиях гравитации салических, мафических и летучих компонентов расплава в жидкостно-магматическом состоянии². Закономерным результатом этого сложного по своему содержанию процесса является чрезвычайно характерная особенность внутреннего строения рассматриваемых плутонов, а именно — их первично-магматическая расслоенность. Последняя проявляется в слоистом размещении дифференциатов, образующих в плутонах согласно друг с другом самостоятельные магматические слои, сложенные породами различного петрографического состава. Последовательность возникновения слоев в магматической камере направлена снизу вверх от ее придонных к апикальным частям.

Изменения состава пород в таких стратифицированных сериях осуществляются в том же направлении от ультраосновных дифференци-

² Более подробное рассмотрение механизма дифференциации этого типа см. в более ранних публикациях [1, 4].

тов, размещающихся в придонных частях плутонов, через основные дифференциаты, слагающие внутренние части, к средним и более кислым дифференциатам, локализующимся на приапикальных горизонтах. Нередко изменение петрографического состава пород в стратифицированном разрезе плутонов имеет ритмический характер, обусловленный ритмичностью течения процессов магматической дифференциации. Эта особенность строения плутонов выражена в повторении определенной последовательности чередования магматических слоев в стратифицированном разрезе. Ритмы чередования слоев имеют чаще всего двухчленное (двухслойное), реже трехчленное (трехслойное) строение, причем наиболее эффективно проявленными они оказываются в придонных частях разреза, сформировавшихся на ранних стадиях становления интрузивных тел. По мере продвижения к верхам разреза ритмичность в чередовании слоев и само явление стратификации постепенно затухают, а при подходе к приапикальным горизонтам разреза, как правило, исчезают полностью. Изменение состава пород в магматических слоях, участвующих в строении ритмов, идет в указанной выше последовательности, т. е. от ультраосновных к более кислым. В низах разреза ритмы состоят из слоев ультраосновных пород («дунит — перидотит», «перидотит — пироксенит»), выше они имеют уже смешанный характер («перидотит — пироксенит — габбро», «пироксенит — габбро», «горнблендит — анортозит»), еще выше в их составе отмечаются слои, сложенные основными породами («меланогаббро — лейкогаббро», «алливалит — эвкрит» и т. п.).

Визуально ритмически-слоистый характер стратифицированных серий хорошо подчеркивается различиями в окраске пород, слагающих рядом расположенные слои (например, при чередовании гипербазитов и габбро, горнблендитов и анортозитов), а также изменениями в структуре пород, в том числе изменениями состава, величины и габитуса зерен породообразующих минералов (например, в дунит-перидотитовых и перидотит-пироксенитовых ритмических парах). В случаях чередования слоев, сложенных породами сходного внешнего облика, магматическая стратификация часто имеет скрытый характер и устанавливается с большим трудом, как правило, после микроскопического изучения пород из скрыто стратифицированной части разреза (например, при алливалит-эвкритовом, габбро-норитовом и т. п. строении ритмических пар).

Контакты между отдельными магматическими слоями в подавляющем большинстве случаев имеют характер постепенных переходов: чаще медленных и плавных, реже быстрых и резких. Падение слоев в воронкообразных и желобовидных плутонах направлено, как правило, в сторону внутренних частей магматической камеры. На периферии плутонов оно более крутое, по мере удаления от контакта все более пологое, а в центральных частях приближающееся к горизонтальному. Эта особенность строения стратифицированных массивов свидетельствует о чашеобразной форме залегания магматических слоев. Анизотропия в строении чашеобразно-расслоенных плутонов находит свое отражение и в текстуре пород, которая часто бывает план-параллельной с ориентировкой, совпадающей с элементами залегания магматических слоев. Сочленение слоев со стенками и дном магматической камеры характеризуется достаточно хорошо выраженным угловым несогласием. Это принципиально отличает рассматриваемые плутоны от стратифицированных лополитов, слоистость которых согласна с поверхностью их ложа.

Внутренняя структура описываемых плутонов может быть сравнена со «структурой», вложенной в воронку стопы чаш разного вещественного состава, диаметр которых постепенно уменьшается книзу. Меха-

низм формирования подобных структур в общем, по-видимому, определяется спецификой воронкообразной формы магматической камеры, обуславливающей соответствующую конфигурацию изотермических поверхностей охлаждения, а также отмеченной выше спецификой процессов магматической дифференциации. Формационная принадлежность магматических образований, наблюдаемых на конкретных денудационных срезах плутонов описанного выше внутреннего строения, определяется иногда со значительными трудностями, поскольку плутонны эти благодаря дискордантному сочленению магматических слоев со стенками магматической камеры обнажают на дневной поверхности лишь часть своего стратифицированного разреза (придонную, срединную или приапикальную) и вскрыты на полную мощность разреза наблюдаются очень редко. Все это, вместе взятое, представляет также известные трудности и для определения объема формационного типа данной ассоциации, особенно в более кислой части дифференцированного ряда, представленной породами габбро-диоритового, диоритового и тоналитового составов, как правило, слабее или почти нестратифицированными, близко идентичными породам других интрузивных ассоциаций габбро-плагиогранитной группы. Достаточно уверенно диагностируемая в телах, вскрытых на придонных и близких к ним уровнях денудации, габбро-пироксенит-дунитовая ассоциация теряет свою формационную определенность в телах, обнаженных на приапикальных уровнях; породы ее в последнем случае, по-видимому, часто описываются в составе других формационных типов.

Габбро-пироксенит-дунитовая ассоциация Алтае-Саянской области представлена значительным по объему рядом дифференциатов, включающим в себя практически всю гамму переходов от дунитов до кварцевых диоритов (тоналитов). В этом ряду, кроме указанных крайних членов, отмечаются, в частности, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, шрисгеймиты, оливиновые вебстериты, вебстериты, оливиновые диаллагиты, диаллагиты, плагиоклазсодержащие перидотиты и пироксениты, горнблендиты, анортозиты, алливалиты, оливиновые габбро-нориты, эвкриты, анортитовые габбро и габбро-нориты, нориты, габбро-нориты, нормальные габбро, роговообманковые габбро, биотит- и кварцсодержащие роговообманковые габбро, габбро-диориты и диориты. Наиболее распространенными членами этого ряда являются габброиды, в том числе роговообманковые габбро и габбро-нориты. Гипербазиты составляют подчиненную часть ряда, причем наибольшим развитием среди них пользуются верлиты и пироксениты. Средние и более кислые по составу породы представлены в незначительных объемах. Чрезвычайно характерным для указанного ряда пород является отсутствие в нем образований фации закалки и слабое развитие пород дайковой фации.

Сводная петрографическая характеристика отдельных ингредиентов габбро-пироксенит-дунитовой формации в последовательности, отвечающей понижению их основности, может быть дана в следующем виде.

Дуниты, весьма характерные, хотя ограниченно и не во всех плутонах развитые члены рассматриваемой ассоциации, представлены практически мономинеральными оливиновыми породами панидиоморфной и паналлотриоморфной структуры. Выходы этих пород отмечаются в пределах Лысогорского и Шаманского массивов в Лысогорском комплексе Западного Саяна, а также в Белосаланском и Сакваласском плутонах Усинского комплекса в Кузнецком Алатау. В телах Нижне-Дербинского комплекса дуниты достоверно не устанавливаются в связи со значительной их измененностью под воздействием процессов серпентинизации. В качестве незначительной примеси дуниты постоянно содержат магматический магнетит, сопровождаемый еще более ограниченно развитым хромшпинелидом; иногда в них, кроме того,

отмечается немного пироксена — реже энстатитового, чаще диопсидового состава.

По исчезающе малому содержанию хромшпинелидов и постоянному присутствию магнетита дуниты описываемой формации приближаются к оливинитам и, по-видимому, в ряде разностей таковыми и могли бы называться, если бы не постоянное присутствие в них хрома, устанавливаемого спектрально в околосларковых количествах. По составу главного пороодообразующего минерала дуниты варьируют от практически чисто форстеритовых разностей до разностей, в которых оливин является хризолитом. Подобные колебания в составе дунитов закономерно увязываются с положением конкретных разновидностей этих пород в стратифицированном разрезе дифференцированных интрузивов. Более магнезиальные разности всегда размещаются в гипсометрически более низких слоях разреза, тогда как более железистые разности — соответственно на относительно более высоких горизонтах.

Настоящие оливиниты в составе Алтае-Саянской формации пока удается обнаружить лишь в восточной части Западного Саяна в плутонах гор Большая Булка и Сыдыг, где ими сложены маломощные прослойки среди стратифицированных алливалитов. Состав оливина в этих породах близок к гиалосидериту; в аксессуарном магнетите здесь постоянно обнаруживается изоморфная примесь титана.

Гарцбургиты не профилируют состав формации и обнаруживаются в общем эпизодически. Судя по имеющимся данным, эти породы в подавляющем большинстве случаев являются настоящими ортомагматическими образованиями. Как продукты высокотемпературной метасоматической оливинизации гипербазитов они были обнаружены лишь однажды (в Белосаланском плутоне) и то в связи с контактовым воздействием более поздних интрузий. Содержание оливина в гарцбургитах не опускается ниже 65%, причем его состав, как правило, соответствует составу хризолитовых разностей. Ортопироксен обычно представлен энстатитом. Аксессуарным в этих породах является магнетит. Структура гарцбургитов преимущественно паналлотриоморфная, иногда гипидиоморфная.

Лерцолиты также относятся к довольно редким петрографическим образованиям формации. Они содержат до 60% оливина хризолитового состава; пироксены в них присутствуют примерно в одинаковых количествах, причем оба по составу мало чем отличаются от пироксенов, обнаруживаемых в дунитах и гарцбургитах. Структура лерцолитов гипидиоморфная, как правило с достаточно хорошо подчеркнутым идиоморфизмом пироксенов по отношению к оливину.

Верлиты — важная составная часть характеризуемой ассоциации — непременно присутствуют, по существу, во всех плутонах, представляя собой наиболее распространенную разность перидотитов. В их составе содержится примерно 50% оливина хризолитового состава и столько же моноклинного пироксена диопсидового или диопсид-салитового состава. Состав верлитов и соответственно минералов, их образующих, закономерно варьирует в зависимости от их положения в стратифицированном разрезе плутонов. Диапазон колебаний обычно невелик и, например, для оливина, как правило, не выходит из диапазона колебаний состава в хризолитовых разностях оливинов. В качестве примеси в описываемых породах устанавливается магнетит и иногда ортопироксен. Последний по составу изменяется от энстатита (в верлитах более глубоко расположенных магматических слоев) до бронзита (в верлитах более высоких горизонтов).

Структура верлитов, подобно структуре гарцбургитов и лерцолитов, принадлежит к категории типично магматических. В зависимости от условий образования она бывает чаще всего гипидиоморфной и пани-

диоморфной, реже паналлотроморфной и совсем редко пойкилитовой. В разностях с пойкилитовой структурой ойкокрсты всегда образованы пироксеном; ксенокрсты представлены оливином, как правило более магнезиальным, чем оливин, образующий самостоятельные зерна.

Шрисгеймиты, ограниченно развитые, но весьма характерные члены гипербазитовой группы пород, состоят из оливина и роговой обманки, присутствующих примерно в равных количествах. Породам этим свойственна пойкилитовая порфировидная структура, образуемая относительно крупными, проросшими ксенокристами оливина индивидами роговой обманки, которые более или менее равномерно размещаются в относительно более мелкозернистой оливиновой основной массе породы. В некоторых разностях шрисгеймитов количественные соотношения между порфиловыми выделениями и основной массой обнаруживают колебания в самых широких пределах: от разностей с единичными порфиловыми выделениями до разностей, в составе которых основная масса отсутствует полностью. Оливин в шрисгеймитах имеет двойкий состав: форстерита в ксенокристах и хризолита в основной массе. Роговая обманка представлена почти бесцветной высокомагнезиальной практически безжелезистой разностью типа эденита. В качестве акцессорного минерала в этих породах присутствует обычный для перидотитов формации магнетит.

В составе Нижне-Дербинского интрузивного комплекса наряду с нормальными шрисгеймитами были обнаружены разности, в той или иной мере обогащенные клинопироксеном. Содержание этого минерала обычно подвержено значительным колебаниям: от единичных зерен до 20—25%, причем увеличение содержания, как правило, осуществляется преимущественно за счет оливина и в меньшей степени за счет роговой обманки. Клинопироксен при этом соответственно занимает место либо оливиновых ксенокристов, либо амфиболовых ойкокрстов. Состав его в обоих случаях остается примерно одинаковым, диопсидовым.

Оливиновые вебстериты — породы, переходные между перидотитами и пироксенитами, — встречаются относительно редко. Состоят они в основном из моноклинного пироксена, слагающего до 80% породы; ортопироксен в них присутствует всегда в подчиненном количестве, а оливин наблюдается в виде количественно резко подчиненной составной части. Первый из них, как правило, является диопсидом; второй — бронзитом и третий — хризолитом.

Оливиновые диаллагиты, развитые несколько шире оливиновых вебстеритов, отличаются от последних отсутствием ромбического пироксена. Оливина в них заметно больше (до 25%). Состав обоих породообразующих минералов примерно идентичен составу их аналогов из оливиновых вебстеритов.

Собственно *вебстериты* в составе формации наблюдаются значительно чаще оливиновых пироксенитов, слагая в некоторых случаях до 15—20% площади выходов отдельных массивов. Количественно соотношение между обоими пироксенами в этих породах характеризуется резким преобладанием клинопироксена над ортопироксеном. Состав первого из них соответствует диопсид-салиту, состав второго изменяется от энстатита до бронзита.

Наиболее распространенной разностью пироксенитов являются *диаллагиты*. Они представляют собой практически мономинеральные породы, сложенные преимущественно диопсидовым, реже авгитовым клинопироксеном.

Подобно перидотитам, пироксениты постоянно содержат акцессорный магнетит. Структура пироксенитов, так же как и перидотитов, подвержена изменениям. В мономинеральных разностях она имеет чаще панидиоморфный, реже паналлотриоморфный характер; в двух- и трех-

минеральных парагенезисах она бывает гипидиоморфной; в некоторых относительно редких разностях структурные взаимоотношения между порообразующими минералами отвечают паналлотриоморфной и пойкилитовой структурам.

Очень важной в металлогеническом отношении особенностью состава пироксенитов, а равно и перидотитов является довольно часто обнаруживаемое в них присутствие тонкой вкрапленности сульфидов пирротин-халькопирит-пентладитовой рудной ассоциации.

Весьма существенными для петрогенетических построений представляются иногда обнаруживаемые среди гипербазитов плагиоклазсодержащие разности перидотитов и пироксенитов. Содержание плагиоклаза в них подвержено относительно широким колебаниям и дает все градации разностей от гипербазитов, содержащих единичные зерна анортита, до *габбро-перидотитов* и *габбро-пироксенитов*, в которых плагиоклаз имеет битовнитовый и битовнит-анортитовый состав и содержится уже в заметных количествах. Через плагиоклазсодержащие разности гипербазиты рассматриваемой формации связаны с габброидными ее членами.

Алливалиты (анортитовые троктолиты или анортит-оливиновые беспироксеновые габбро) представляют собой очень характерную разновидность пород габбровой группы. Развиты они относительно ограниченно, в основном в плутонах Лысогорского интрузивного комплекса (Аталыкском и Лысогорском массивах, а также в массивах гор Большая Булка и Сыдыг). В составе алливалитов отмечаются плагиоклаз анортитового и битовнит-анортитового состава и оливин-хризолитового и хризолит-гиалосидеритового состава. Количественные соотношения двух этих минералов примерно отвечают отношению 1 : 1. В качестве примеси в отдельных разностях алливалитов содержится моноклинный пироксен диопсидового состава. Структура алливалитов габбро-офитовая и офитовая.

Оливиновые анортитовые нориты и габбро-нориты — относительно редкие, очень интересные породы, связанные постепенными переходами с алливалитами. Норитовые члены этой группы состоят из трех минералов: плагиоклаза анортитового и анортит-битовнитового состава, ортопироксена, представленного бронзитом, и оливина-хризолита. Габбро-норитовые члены содержат, кроме того, клинопироксен диопсидового состава и, таким образом, являются примером довольно редкого в габброидах четырехминерального парагенезиса. Количественные соотношения между перечисленными минералами меняются в самых широких пределах. Структура пород рассматриваемой группы преимущественно габбровая и габбро-офитовая, местами с элементами панидиоморфной и паналлотриоморфной структур.

Через разности, лишенные ромбического пироксена, эти породы связаны с очень близкими к ним *оливиновыми эвкритами*. С уменьшением содержания оливина и полным его исчезновением рассматриваемая группа пород переходит к собственно *эвкритам* и к *безоливиновым анортитовым норитам и габбро-норитам*. Состав минералов в безоливиновых анортитсодержащих породах мало чем отличается от состава минералов из указанных выше разностей, если при этом не учитывать легкое понижение основности плагиоклаза и в общем незначительное увеличение железистости мафических минералов.

Безоливиновые разности развиты несколько шире оливиновых, однако и они в основном принадлежат к довольно редким и не во всех массивах встречающимся образованиям. Заканчивая рассмотрение анортитовых пород, следует отметить еще одно обстоятельство — изредка наблюдаемое в них присутствие роговой обманки. Последняя присутствует либо совместно с указанными выше мафическими минералами,

либо самостоятельно в парагенезисе с анортитом или битовнит-анортитом, образуя чрезвычайно редкую разновидность габброидов — *роговообманковые эвкриты*.

Нориты в сравнении с описанными габброидами развиты значительно шире. Главными минералами в них являются лабрадор № 50—60, слагающий до 60% породы, и бронзит, присутствующий в количестве до 35%. В виде примеси в них часто обнаруживаются хризолит и диопсид. Структура норитов гипидиоморфная, местами габброофитовая.

Габбро-нориты среди пироксеновых безроговообманковых габброидов пользуются наиболее заметным развитием, слагая подчас значительные по площади поля в пределах большей части массивов, составляющих габбро-пироксенит-дунитовую формацию Алтае-Саянской области. Породы эти состоят из плагиоклаза, представленного разностями от андезина № 45 до битовнита № 70, и двух пироксенов — ортопироксена состава, меняющегося от бронзита до бронзит-гиперстена, и клинопироксена преимущественно диопсид-салитового и авгитового состава. В некоторых разностях, в частности в габбро-норитах Нижне-Дербинского комплекса, клинопироксен иногда представлен: 1) отмеченными выше богатыми кальцием диопсид-салитами и авгитами и 2) бедными кальцием железисто-магнезиальными разностями типа пижонита. Соотношение между мафическими и салическими компонентами в описываемых породах характеризуется отношением 1:1; такое же отношение в общем характерно и для взаимоотношений между орто- и клинопироксенами. Структура габбро-норитов обычно габбровая, реже габбро-офитовая.

Нормальные габбро в составе формации пользуются ограниченным развитием и обычно размещаются совместно с габбро-норитами, слагая среди них маломощные прослои, связанные постепенными переходами с вмещающими их слоями. По структуре, текстурам, составу плагиоклаза и клинопироксена они практически идентичны габбро-норитам. Иногда вместо ромбического пироксена габбро-норитов они содержат роговую обманку, образуя *разности пироксен-роговообманкового состава*. С увеличением содержания роговой обманки и исчезновением клинопироксена нормальные габбро превращаются в чрезвычайно характерные для рассматриваемой формации *роговообманковые габбро*.

Амфиболовые и амфиболсодержащие габбро, как правило, содержат плагиоклаз несколько пониженной основности. Роговая обманка в них, судя по взаимоотношениям с моноклинным пироксеном, принадлежит, скорее всего, к первично-магматическим минералам и по составу является обыкновенной роговой обманкой. Относительное содержание породсобразующих минералов в роговообманковых габбро колеблется в самых широких пределах, создавая всю гамму переходов от лейкократовых до меланократовых разностей. С появлением в разрезе массивов роговообманковых габбро, примерно в зоне переходов их к габбро-норитам, в большинстве массивов обнаруживается лейко-меланократовая дифференциация габбро, в результате которой на месте слоев роговообманковых габбро образуются горнблендитовые и анортозитовые слои.

Горнблендиты — практически мономинеральные породы, состоящие из обыкновенной роговой обманки, состав которой аналогичен составу первичных амфиболов из роговообманковых габбро и амфиболсодержащих норитов и габбро-норитов. Структура горнблендитов, как правило, панидиоморфная.

Анортозиты в большинстве своем ассоциируют с горнблендитами, являясь вторым полярным членом горнблендит-анортозитовой серии дифференцированных пород. Сложены они основными плагиоклазами. По составу плагиоклаза среди них могут быть выделены, по существу,

все переходы от лабрадоритов до анортитов. Структура анортозитов главным образом паналлотриоморфная.

В верхних частях стратифицированного разреза массивов — в зоне перехода слоев роговообманковых габбро к диоритовым слоям — среди габброидов наблюдаются *биотит-* и *кварцосодержащие габбро*, представляющие собой очень редко встречающуюся разность основных пород. В некоторых случаях переход к диоритам осуществляется без участия биотита и кварца, непосредственно через габбро-диориты. И в том и в другом случае в переходных породах отмечается подкисление полевого шпата вплоть до разностей лабрадор-андезинового состава. Состав биотита характеризуется повышенным содержанием магнезиального компонента; количество его в породе обычно не более 1—2%. Кварц присутствует примерно в тех же количествах.

Диориты от близких к ним по составу роговообманковых габбро отличаются более лейкократовым обликом (содержание роговой обманки в них не выше 30%). Полевой шпат в них имеет более низкую основность — вплоть до андезина № 35. Как и роговообманковые габбро, диориты часто содержат в себе магнезиальный биотит и кварц; их содержание здесь более высокое; биотита до 7 и кварца до 12%. Обогащенные биотитом и кварцем разности диоритов при еще большем подкислении плагиоклаза дают переходы к *тоналитам*.

Диориты и особенно тоналиты слагают приапикальные горизонты массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации. В связи с таким структурным положением внутри магматических тел эти породы очень часто оказываются срезанными денудацией. Подобное явление, в частности, имеет место в плутонах Нижне-Дербинского и Усинского комплексов. В менее глубоко эродированных массивах Лысогорского комплекса диорит-тоналитовые шашки частично сохраняются только в Шаманском и отчасти Лысогорском плутонах; в других телах этого комплекса они также отсутствуют.

Постоянной, хотя и незначительной, примесью пород габброидной и диоритовой групп является магнетит. В сравнении с магнетитом гипербазитов он обладает несколько повышенным содержанием изоморфного титана и в отдельных, как правило редких, случаях приближается по составу к титаномагнетиту. Повышенные концентрации обычного и титанистого магнетита и, в частности, сливные магнетитовые и титаномагнетитовые руды в породах габбро-пироксенит-дунитовой формации не обнаруживаются. Сульфиды пирротин-халькопирит-пентландитовой ассоциации в связи с габброидами и диоритами также пока не устанавливаются.

Химизм пород габбро-пироксенит-дунитовой формации по состоянию на сегодня характеризуется данными 77 химических и 476 спектральных анализов. Эти данные в подавляющем большинстве уже опубликованы [1, 4, 5] и потому использованы в настоящей статье в обобщенном виде (таблица на стр. 17).

По результатам петрохимического анализа существующих данных породы рассматриваемой магматической формации могут быть отнесены к образованиям нормального известково-щелочного ряда, закономерно изменяющимся по составу от ненасыщенных кремнеземом голомеланократовых разностей до лейкократовых пересыщенных кремнеземом разностей. Это преимущественно очень бедные щелочами породы, в которых натрий, как правило, резко преобладает над калием. Содержание полевошпатовой извести в них колеблется в относительно широких пределах: от нулевых или близких к нулю значений числовой характеристики s в голомеланократовых разностях до $s=20$ в лейкократовых анортитсодержащих габброидах (фиг. 1). Интересным представляется весьма характерное для формации существование двух

Таблица 1

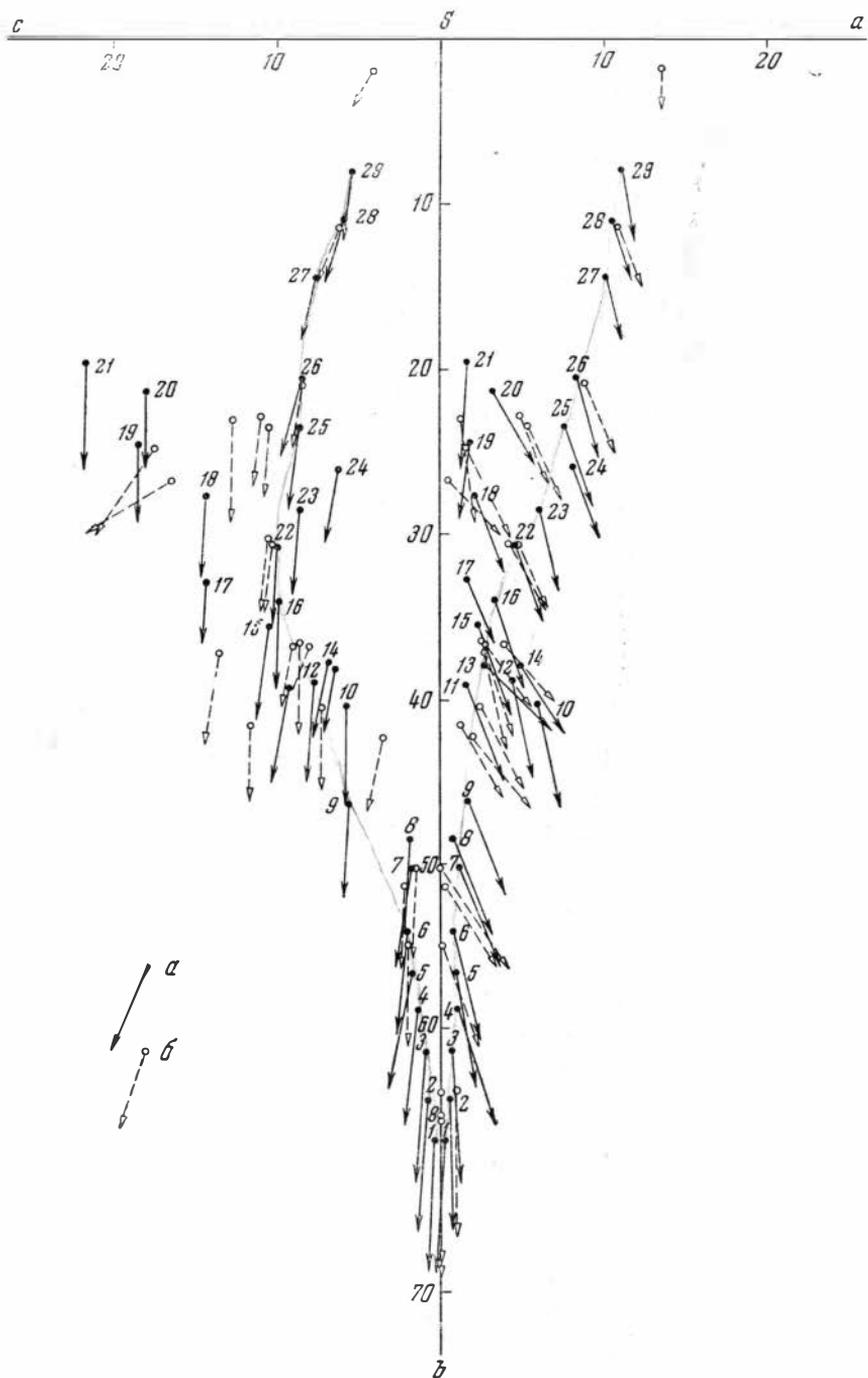
Химический состав пород Алтае-Саянскої габбро-пироксенит-дуниговой формации (средние содержания в вес.%)

2 Магматические формации

Компоненты	1 ✓	2 ✓	3 ✓	4 ✓	5 ✓	6 ✓	7 ✓	8 ✓	9 ✓	10	11	12	13 ✓	14	15
SiO ₂	38,08	38,77	39,18	39,98	42,17	44,29	47,85	50,72	44,22	45,15	44,02	43,99	48,52	42,52	45,16
TiO ₂	0,21	0,15	0,23	0,30	0,24	0,29	0,42	0,50	0,52	0,43	0,18	1,19	0,37	3,24	0,37
Al ₂ O ₃	0,73	1,22	2,37	3,47	3,88	4,48	4,22	3,93	10,63	13,89	15,18	11,81	12,24	14,11	17,20
Fe ₂ O ₃	1,45	3,45	5,01	4,64	3,44	2,56	1,76	1,31	1,70	1,30	1,54	2,25	0,80	1,02	1,50
FeO	17,28	12,09	8,29	8,45	8,76	8,14	7,30	8,44	9,71	9,07	4,90	9,90	7,18	8,95	7,10
MnO	0,31	0,15	0,17	0,22	0,17	0,17	0,13	0,22	0,20	0,17	0,13	0,23	0,14	0,18	0,16
MgO	41,00	28,11	35,89	31,01	28,25	25,53	20,75	20,00	17,37	16,85	13,94	14,81	9,51	10,55	11,78
CaO	0,28	0,73	1,80	5,76	7,77	10,71	14,91	13,33	13,62	9,87	15,65	10,94	18,80	14,64	14,33
Na ₂ O	0,14	0,33	0,28	0,53	0,42	0,39	0,44	0,38	0,78	2,97	0,61	1,57	1,21	1,89	1,06
K ₂ O	0,02	0,08	0,11	0,11	0,16	0,02	0,08	0,06	0,10	0,03	0,18	0,32	0,33	0,60	0,10
С у м м а	99,50	95,08	93,33	94,47	95,26	96,58	97,86	98,89	98,75	99,73	96,33	97,01	99,10	97,70	98,76

Компоненты	16 ✓	17	18	19	20	21	22 ✓	23 ✓	24	25 ✓	26 ✓	27 ✓	28 ✓	29 ✓
SiO ₂	45,55	39,75	44,49	41,03	43,26	42,38	46,38	47,48	51,24	51,40	53,66	57,58	62,51	65,51
TiO ₂	0,64	0,86	0,37	0,41	0,90	0,03	0,66	1,69	1,58	0,76	0,60	0,57	0,50	0,37
Al ₂ O ₃	16,84	20,33	20,90	25,31	25,61	29,01	17,44	16,90	15,60	18,33	18,18	18,00	16,41	16,41
Fe ₂ O ₃	2,94	7,06	3,75	5,21	0,60	1,50	1,65	0,60	1,99	2,31	3,71	2,58	2,07	1,10
FeO	6,62	7,48	5,86	5,69	3,63	3,75	8,21	10,06	8,80	5,44	4,93	5,04	3,89	2,88
MnO	0,12	0,18	0,11	0,14	0,13	0,07	0,19	0,16	0,17	0,10	0,10	0,13	0,17	0,07
MgO	10,73	6,71	7,04	5,78	5,27	6,44	8,41	8,57	6,78	6,97	5,57	3,29	2,35	2,06
CaO	13,27	14,56	14,36	13,17	17,38	15,00	12,74	10,83	8,71	10,29	8,88	7,00	5,60	4,78
Na ₂ O	1,39	0,69	0,90	0,73	1,28	0,68	1,89	2,43	3,15	3,16	3,04	3,64	3,64	4,10
K ₂ O	0,13	0,07	0,14	0,01	Следы	Нет	0,17	0,49	0,95	0,40	0,88	1,20	1,81	1,54
С у м м а	98,23	97,69	97,92	97,48	98,06	98,86	97,74	99,21	98,97	99,16	99,55	99,03	98,95	98,82

Примечание: 1—дуנית; 2—дуניתы (среднее из трех анализов); 3—перидотиты, частично серпентинизированные (среднее из четырех анализов); 4—верлиты, частично серпентинизированные (среднее из трех анализов); 5—перидотиты, частично роговообманковые и плагиоклазсодержащие (среднее из четырех анализов); 6—оливинсодержащие пироксениты (среднее из шести анализов); 7—пироксениты (среднее из шести анализов); 8—пироксениты (среднее из семи анализов); 9—меланократовые габброиды (среднее из пяти анализов); 10—оливиновое габбро; 11—эвкрит; 12—горнблендиты (среднее из двух анализов); 13—габбро-пироксенит; 14—амфиболлизированный диалагит; 15—оливиновые габброиды (среднее из трех анализов); 16—габбро (среднее из трех анализов); 17—оливиновые эвкриты (среднее из двух анализов); 18—анортитовые габброиды (среднее из двух анализов); 19—оливиновые анортитовые габброиды (среднее из трех анализов); 20—пироксен-роговообманковое габбро; 21—алливалит; 22—эвкрит; 23—оливиновый габбро-норит; 24—габбро-нориты (среднее из четырех анализов); 25—габбро-нориты (среднее из шести анализов); 26—роговообманковые габброиды (среднее из четырех анализов); 27—29 кварцсодержащие диориты и тоналиты.



Фиг. 1. Векторная диаграмма средних химических составов пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области
 а — вектора составов Алтае-Саянской формации; б — вектора составов пород массива Денежкин Камень Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации [7]

дифференциации пород в поле составов с числовой характеристикой 35. На векторной диаграмме эта особенность расчленения достаточно хорошо улавливается по разности вариаций составов на известковой плоскости тетраэдрической на главную габбро-диоритовую (диоритовую) и аноксидную ветви при указанных значениях ха-

рактеристики. Степень дифференциации пород демонстрируют изменения мафической части пород, дающие закономерно ид, варьирующий от крайних голомеланократовых различиями компонентами существенно магнезиального и параллельные оси SB вектора на щелочной плоскости до разностей, в составе мафической части которых играют железо (постепенно все более укороченные и увеличенные наклона векторов по отношению к магнезиально-железистое отношение (известный критерий тривагитовых породах только в отдельных случаях достигают) изменяется в интервале между 6 и 1, весьма незначительная гипербазитовые члены габбро-пироксенит-дунитовых гипербазитов — производных самостоятельной ультрамафической в которых это отношение в подавляющем большинстве

применены на векторную диаграмму составов пород Алтае-Саяно-пироксенит-дунитовой формации вынесены вектора массива горы Денежкин Камень, принадлежащего к породам габбро-пироксенит-дунитового платиноносного Урала [7]. Сопоставление этих двух пространственно разобщенных дифференцированных рядов пород, на векторной диаграмме, обнаруживает их почти полное тождество.

Изменения состава пород, иллюстрируемые поведением образующих компонентов, повторяются и в распределении рассеянных и аксессуарных элементов. Связь с геологием со спецификой их геохимической природы различные содержания в различных по составу членах одного ряда. Статистическая обработка данных полуспектрального анализа по распределению элементов [5] показывает, в частности, следующее.

В частности, хром в количествах, превышающих кларковые, встречается в абброидах и особенно в гипербазитах. Чрезвычайно редким обстоятельством, что никель в этой триаде встречается в силикатной, а в сульфидной форме в виде пентландитового пирротина, демонстрируя тем самым свою принадлежность к известной пирротин-халькопирит-пентландитовой ассоциации. Содержание сульфидного никеля в отдельных штучных пробах, по данным не только спектрального, но и химического анализа, иногда достигает кондиционных значений, в связи с чем никелевая минерализация в породах описываемой формации, очевидно, заслуживает специального изучения на предмет оценки перспектив обнаружения промышленных концентраций никеля.

Марганец обнаруживает примерно ту же тенденцию, что и указанные только что элементы, давая повышенные против кларковых концентрации в гипербазитах и габброидах и резко уменьшая свое содержание в средних по составу породах.

Титан и ванадий, напротив, предпочитают концентрироваться в средних и основных породах, где их содержание, хотя и ниже кларкового, в несколько раз превышает их содержание в гипербазитах.

Малое, пониженное относительно кларка, содержание титана и ванадия в породах формации позволяет достаточно уверенно отличать отдельные ее породы от их аналогов из интрузий титаноносной габбро-сиенитовой формации, представленной в Алтае-Саянской складчатой области такими интрузивными комплексами, как Патынский в Кузнецком Алатау, Кызырский в Восточном Саяне и т. п.

Свинец, барий, галлий, олово и стронций в своем распределении повторяют закономерности размещения титана и ванадия, хотя и присутствуют в породах в количествах, несколько повышенных относительно кларка. Медь и цинк дают примерно одинаковые концентрации во всех породах дифференцированного ряда, причем содержание их в гипербазитах систематически оказывается выше кларков в пять и более раз. Платина и палладий, столь характерные для Уральской габбро-пироксенит-дунитовой формации, в рассматриваемой ассоциации пород спектрально обнаружены не были.

Заключая рассмотрение особенностей геологии, петрографии и минералогии пород характеризуемой формации, в дополнение к уже изложенному следует подчеркнуть следующие ее специфические черты.

1. *Преимущественно среднезернистый, а также мелкозернистый характер макроструктур большей части пород в стратифицированных разрезах плутонов.* Оставаясь примерно одинаковой в пределах одного и того же горизонта ритмически-расслоенной серии пород, величина зерна в породах постепенно увеличивается от подошвы ритма магматической слоистости к его кровле. Разница в величине зерна в начале и конце ритма и, следовательно, резкость перехода между отдельными ритмами, как правило, тем больше, чем продолжительнее ритм кристаллизации данной ритмической пачки магматических пород. Эта особенность изменения зернистости подчеркивает магматическую стратификацию и наиболее эффективно иллюстрируется на примере дунит-перидотитовых и перидотит-пироксенитовых ритмических пар. Первые (начальные) члены этих пар в большинстве своем обладают мелко-, а в ряде случаев даже тонкозернистой структурой; для вторых (конечных) членов оказывается обычной среднезернистая структура, несущая иногда признаки крупнозернистой пегматоидной структуры. Причины, регулирующие образование магматических структур с той или иной величиной зерна, зависят в общем от скоростей кристаллизации магматического расплава и поэтому имеют в некотором роде конвергентный характер, поскольку скорость кристаллизации в пределах той или иной фации глубинности определяется не одной причиной, а рядом причин. Главные из них две: а) скорость охлаждения расплава (в общем тем большая, чем совершеннее теплоотдача из расплава в породы его окружения) и б) скорость отделения летучих компонентов из кристаллизующегося расплава (тем большая, чем выше проницаемость пород окружения).

В рассматриваемом случае, характеризующемся условиями мезо-абиссальной фации глубинности, быстрая кристаллизация с образованием тонкозернистых пород обусловливается скорее не термическими факторами (резким перепадом температур между расплавом и его окружением, вызывающим явления термозакалки и т. п.), а ускоренным отделением газовой составляющей, приводящим к осушению расплава и превращению его при новом, меньшем, содержании летучих в расплав, являющийся в данной физико-химической обстановке резко переохлажденным. Кристаллизация расплавов подобного типа, как известно, осуществляется очень быстро с одновременным отвердеванием значительных объемов расплавленных масс.

2. *Существенно магнезиальный состав мафических минералов в породах рассматриваемой ассоциации.* Эта особенность, например сред-

оливинов, проявляется в колебаниях содержания фаялитовой составляющей в диапазоне от 0 до 15%; более железистые разности при этом оказываются большей редкостью (максимум содержания фаялита лишь в одном случае превысил 40%, дав, таким образом, оливин гиалосидеритового состава). Среди ортопироксенов наиболее обычны разности энстатитового состава с содержанием магнезиального компонента, колеблющимся в интервале 80—85%. Минимум содержания энстатитовой молекулы в ортопироксенах некоторых редко встречающихся разностей габброидных пород составил всего 70%, характеризуя пироксен бронзит-гиперстенового состава. Клинопироксен обычно принадлежит к группе диопсид-салита и лишь иногда дает разности с содержанием ферросилитового компонента около 20%. Интересными представляются иногда обнаруживаемые совместно с авгитом, например в габброидах Нижне-Дербинского интрузивного комплекса, клинопироксены пижонитового состава ($En=52\%$, $Fs=43\%$, $Wo=5\%$).

3. *Относительно широкое развитие габброидных пород с плагиоклазом высокой основности — битовнитом и битовнит-анортитом, нередко даже анортитом № 90—95.* Эта особенность состава плагиоклазов обуславливает присутствие среди пород габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации анортитсодержащих перидотитов и битовнитсодержащих пироксенитов, а также таких редких типов габброидов, как алливалиты, эвкриты, анортитовые нориты и анортитовые габбро-нориты.

4. *Довольно частое присутствие породообразующих кварца и биотита в средних и отчасти основных дифференциатах.* Благодаря этому в составе формации наблюдаются также не совсем обычные типы пород, в частности такие, как кварцевые и кварц-биотитовые разности габбро и диоритов.

5. *Преимущественно магнетитовый состав аксессуарных рудных минералов во всех породах рассматриваемого ряда.* В гипербазитах при этом магнетит, как правило, количественно резко преобладает над хромшпинелидами, а по отношению к титаномagnetиту и ильмениту, вообще отсутствующим в этих породах, он выступает чем-то вроде минерала-антагониста. Низкое содержание хромшпинелидов очень сближает дуниты описываемой ассоциации пород с оливинитами, т. е. с образованиями, совершенно нехарактерными для гипербазитового (гарцбургитового) формационного типа. В основных и средних породах магнетит сосуществует с небольшим количеством титановых минералов; хромшпинелиды совместно с ним в этом случае обычно не наблюдаются.

6. *Присутствие в породах сульфидов пирротин-халькопирит-пентландитовой ассоциации.* Эта особенность привлекает внимание к Алтае-Саянской габбро-пироксенит-дунитовой формации как к возможному вместилищу промышленных концентраций сульфидных медноникелевых руд.

7. *Относительно высокая свежесть ультраосновных пород и габброидов повышенной основности, обусловленная ограниченным воздействием на эти породы послемагматических процессов, при относительно заметной измененности габброидов нормального состава, а также габбро-диоритов и диоритов.* Эта особенность наиболее четко проявляет себя в плутонах, располагающихся в консолидированном окружении, где наиболее полно были развиты процессы дифференциации летучих компонентов, обеспечившие накопление летучих в приапикальных частях плутонов с одновременным осушением их придонных частей. Развитые ограниченно метаморфические изменения пород описываемой ассоциации в большинстве своем имеют автометасоматический характер и проявляются в зависимости от состава пород в виде серпентизаций, актинолитизации (тремолитизации), уралитизации,

хлоритизации, эпидотизации и альбитизации. В зоне влияния более поздних интрузий подобные изменения иногда наблюдаются и в условиях аллометаморфизма.

8. *Незначительный по масштабам контактовый метаморфизм.* Влияние контактово-метаморфических процессов на боковые породы даже возле относительно крупных плутонов габбро-пироксенит-дунитовой формации обычно не простирается далее первой сотни метров и обнаруживается главным образом при микроскопическом изучении экзоконтактных пород. Контактво-измененные породы визуальнo сохраняют многие черты внешнего облика исходных пород и обычно никогда не бывают массивными. Принадлежность их к настоящим контактовым определяется по наличию элементов мостовой структуры и по присутствию в них таких типичных роговиковых минералов, как кварц, биотит, кордиерит, гранат и т. п.

Охарактеризованная плутоническая ассоциация целым рядом отличительных признаков демонстрирует тождественность формационному типу магматических образований, именуемому с времен Ф. Ю. Левинсон-Лессинга габбро-пироксенит-дунитовой формацией [13, 9, 10, 12, 7], и, в частности, достаточно удовлетворительно сопоставляется с прототипом названной формации — дифференцированными интрузиями габбро-пироксенит-дунитового (габбро-перидотитового) платиноносного пояса Урала.

Сходство между Алтае-Саянской и Уральской формациями состоит в следующем.

1. *Обе они появляются в связи с эволюцией эвгеосинклинальных (субэвгеосинклинальных) прогибов и локализуются примерно в однотипной тектонической обстановке, а именно — в зонах сочленения названных прогибов со смежными с ними структурами более ранней консолидации.* В Алтае-Саянской области таковыми являются кембрийские прогибы, выполненные эффузивно-осадочными образованиями и размещающиеся в обрамлении таких древних структур, как Восточно-Саянский антиклинорий, Джебашский выступ Западного Саяна, Томский срединный массив Кузнецкого Алатау. На Урале — это также выполненный эффузивно-осадочными образованиями известный каледонский Зеленокаменный синклинорий, расположенный по соседству с более древним Центрально-Уральским антиклинорием.

2. *Дифференцированные ряды пород, представляющие обе формации, включают практически один и тот же набор петрографических типов пород.* Количественные соотношения инградентов в каждом из сравниваемых рядов, состав породообразующих минералов, структуры и текстуры пород — все это настолько близко и так удивительно похоже, что, несмотря на значительное расстояние между сравниваемыми объектами, ни у кого не может вызвать сколько-нибудь серьезных сомнений относительно их принадлежности к одному и тому же формационному типу магматических образований. *Близко тождественна и петрохимия сравниваемых образований.*

Наряду с этими двумя кардинальными признаками формационного сходства (геотектоническая позиция и петрографическое содержание) сравниваемые формации обладают и некоторыми чертами различия, определяемыми конкретной спецификой условий их проявления. Среди них заслуживают упоминания следующие.

1. *Крупные размеры плутонов Уральской формации как свидетельство несравненно более значительных, чем в Алтае-Саянской области, масштабов тектоно-магматических процессов, обусловивших внедрение в земную кору огромных объемов габброидной магмы и последующее ее становление в крупных по объему магматических камерах.* Материалов для полноценной корреляции плутонов по их форме и внутреннему стро-

ению пока еще мало, поскольку большая их часть, особенно на Урале, имеет противоречивый характер и нуждается в уточнениях. Вместе с тем, судя по некоторым современным данным [7, 16, 17], в отношении морфологии и структуры по крайней мере части плутонов Уральской формации как будто бы имеется возможность говорить не о различии, а, скорее, о сходстве с плутонами Алтае-Саянской формации.

2. *Платино-палладиевая металлогеническая специализация Уральской формации и пока практически полная стерильность в отношении этих элементов для Алтае-Саянской формации.*

3. *Повышенная титаноносность части ингредиентов Уральской формации и незначительное развитие титана в породах Алтае-Саянской формации.* Подчеркивая это обстоятельство, однако, важно помнить, что титаномагнетитовое оруденение на Урале связано с крупными существенно пироксенитовыми телами (Вересовый и Пихтовый увалы, Косвинский Камень, Качканар и т. д.), образующими прерывистую полосу, расположенную восточнее собственно платиноносной. Не исключена возможность того, что эти тела вместе со связанным с ними титановым оруденением принадлежат к другому формационному типу — к титаноносной габбро-пироксенитовой формации складчатых областей (2) — и указанное выше отличие Уральской и Алтае-Саянской габбро-пироксенит-дунитовых формаций потеряет свой смысл.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. М. Волохов, В. М. Иванов. Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив.— Геол. и геофиз., 1961, № 11.
2. И. М. Волохов. Выступление на 1-м Уральском петрографическом совещании (19—23 июня 1961 г.).— (В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», Труды 1-го Уральского петрограф. совещ., т. 1. Свердловск, 1963).
3. И. М. Волохов, В. Н. Довгаль, А. П. Кривенко, В. А. Кутолин и др. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области.— Тезисы докл. на III Всес. петрограф. совещ. Изд-во СО АН. Новосибирск, 1963.
4. И. М. Волохов, В. М. Иванов. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Изд-во СО АН СССР, 1963.
5. И. М. Волохов, В. М. Иванов. Нижне-Дерби́нский габбро-пироксенит-перидотитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1964, № 5.
6. И. М. Волохов, В. Н. Довгаль, А. П. Кривенко, В. А. Кутолин и др. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области.— Труды III Всес. петрограф. совещ., т. 1. Изд-во «Наука», 1964.
7. О. А. Воробьева, Н. В. Самойлова, Е. В. Свешников а. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала.— Труды ин-та геол. рудн. месторожд., петрограф., минералог. и геохимии, 1962, вып. 65.
8. Ю. А. Кузнецов. Фации магматических пород.— В сб. «Вопросы геологии Азии», т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
9. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
10. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации и их классификация.— Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК «Петрографические провинции изверженных и метаморфических горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
11. Ю. А. Кузнецов. О принципах выделения классификации фаций магматических пород.— В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1960.
12. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
13. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Геологический очерк Южно-Заозерной дачи Денежкина Камня на Северном Урале.— Труды СПб об-ва естествоисп. Отд. геол. и минерал., 1900, 30, вып. 5.
14. Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. Гипербазиты Тувы.— Труды Тув. компл. экспед. СОПС АН СССР, 1955, вып. 2.
15. Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
16. В. А. Решитко. Геологическое строение Кытлымского и других габбро-перидотитовых массивов платиноносного пояса Урала.— «Материалы 2-й научн. конф. аспирантов». Изд-во Ростовск. ун-та, 1960.
17. В. А. Решитко. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов платиноносного пояса Урала и их происхождение.— (В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала»), Труды I Уральск. петрограф. совещ., т. I. Свердловск, 1963.

ДРЕВНЕЙШИЙ ГАББРО-ДИОРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В Кузнецком Алатау широким развитием пользуются малые интрузии габбро и диоритов, расположенные преимущественно в пределах зеленокаменных эффузивно-осадочных толщ кембрия, которые относятся к одному из наиболее древних магматических комплексов, развитых в этом регионе. На участке восточного склона Кузнецкого Алатау они были описаны в районе горы Бюи Ю. Д. Скобелевым под названием Бюйского магматического комплекса и под таким названием вошли в литературу.

Малые интрузии габбро-диабазов, авгитовых диоритов, кварцсодержащих и кварцевых диоритов указанного комплекса пользуются широким развитием в бассейне рек Белого и Черного Июсов. При этом преимущественным развитием в составе массивов пользуются диориты. Такие тела выступают на Спасском и Кузнецовском гольцах, на участке Коммунарского рудного поля и других участках. В указанном районе эти образования нами изучены довольно детально, а на участке рудника Коммунар — с использованием многочисленных разрезов горных выработок и буровых скважин. При этом было установлено, что формирование главной массы диоритов происходило за счет вторичных процессов преобразования основных интрузивных пород.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ КОМПЛЕКСА

Геологические особенности района обусловлены расположением его в пределах Июско-Сыйской структурной зоны, характеризующейся большой мощностью протерозойских, а особенно кембрийских отложений [3]. Эти отложения собраны в крупные сильно сжатые складки с простирием, приближающимся к меридиональному. Микроструктуры обычно осложнены второстепенными складками.

В геологическом строении района принимают участие образования протерозойского и кембрийского возраста. Кроме древних карбонатных отложений протерозоя, параллелизуемых с енисейской свитой, в верховья р. Белый Июс, выделяют толщу метадиабазов, филлитов и мраморов.

Наиболее широким развитием в районе пользуется сыйская вулканогенно-осадочная серия нижнего отдела кембрия, в пределах которой широко представлена спилито-кератофировая формация. В составе серии выделяют свиту эффузивных и силловых образований, главным образом диабазовых порфиритов, агломерат-туфов, содержащих линзы известняков общей мощностью 600—1000 м. Е. Д. Сулиди-Кондратьев

Б. М. Красильников и другие параллелизуют ее с берикульской свитой и относят к среднему кембрию. В. М. Ярошевич [8] в последнее время относит ее к нижнему кембрию и называет коммунаровской свитой. Указанные отложения перекрыты унградской свитой плагиоклазовых и роговообманковых порфиринов, которые чередуются с кератофирами, туфами, алевропилитами и кремнистыми сланцами, слоями битуминозных известняков. Ее мощность 1200—2000 м. Наконец, толщу вулканогенно-осадочных отложений, которые выступают по рекам Большой и Малой Сые, у пос. Малый Топанов и Тюрим, выделяют под названием тюримской свиты, располагая ее выше коммунаровской свиты [8].

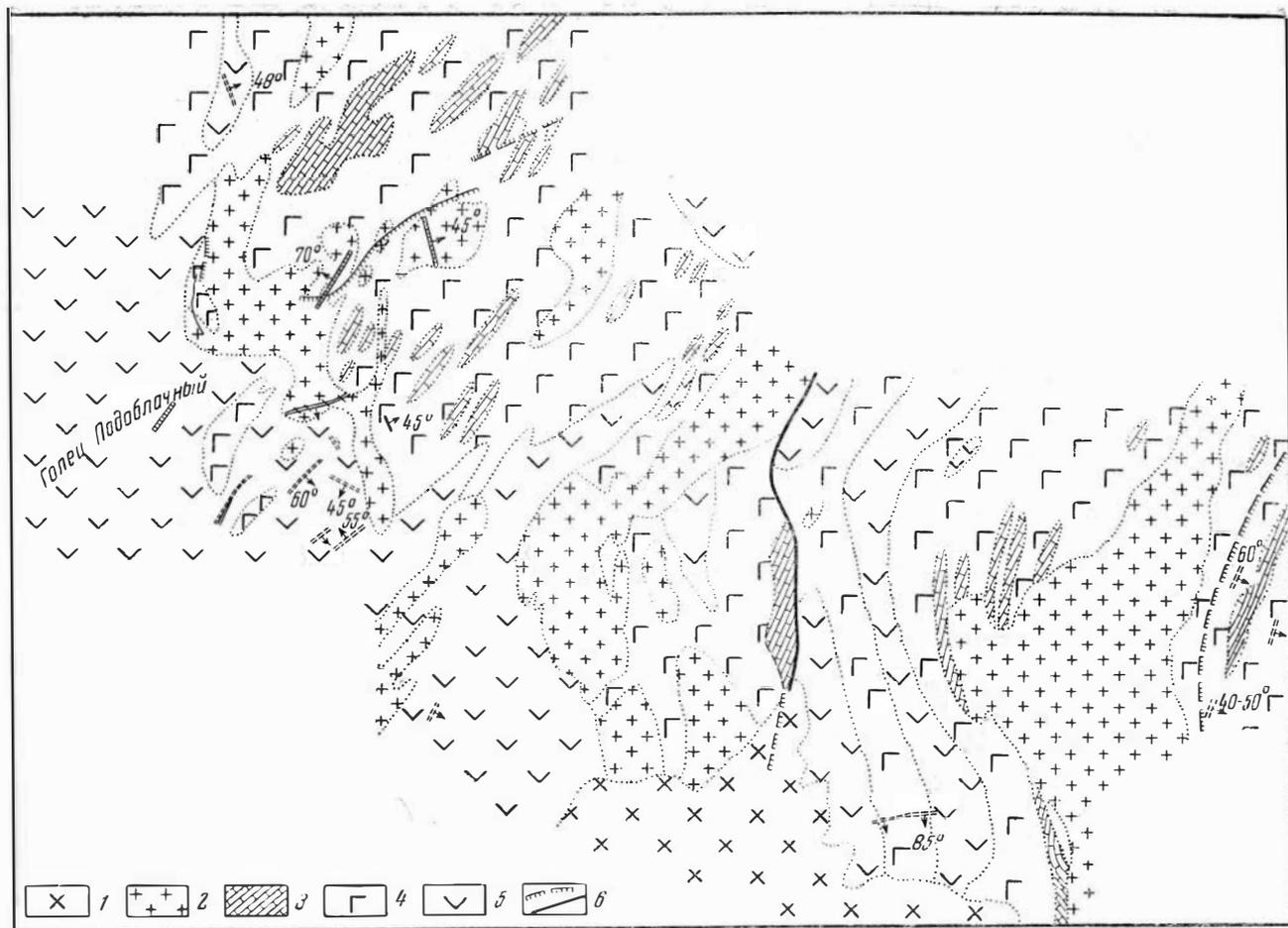
В ряде пунктов района в виде отдельных пятен на вулканогенно-осадочных отложениях сыйской серии залегает своеобразная свита осадочных пород, выделенная С. В. Майнагашевым и С. С. Ильенком. Наиболее полно она представлена на Кузнецовском гольце и может быть названа кузнецовской свитой. В нижней своей части (мощностью 30 м) она сложена песчаниками и маломощными слоями известняков. Выше лежит толща (800 м) ритмично-слоистых флишондов. Ритмы здесь состоят из чередования алевролита в 2—4 см и аргиллита, мощностью 4—10 см. Еще выше эти породы переходят в грубослоистые конгломераты с галькой кератофинов, порфиринов, мраморов и глинисто-кремнистых пород. Все породы свиты прорваны мелкими телами габбро-диоритов и диоритов и значительно ороговикованы. В описываемой свите видна смена флишOIDных отложений молассовыми, что говорит о смене нормального режима осадконакопления поднятиями и редкими тектоническими движениями, развитыми, по-видимому, в конце нижнего кембрия.

В пределах распространения вулканогенно-осадочных отложений сыйской серии в большом количестве встречаются мелкие тела габбро-диабазов и диоритов. Среди них можно выделить две группы. К первой относятся акмолитообразные, послойные и дайковые тела, особенно широко распространенные в районе рудника Коммунар. Ко второй группе следует отнести стратиграфически выше расположенные изометричные штоки размером 0,3—0,8 км в диаметре. К ним принадлежат интрузивные тела Кузнецовского и Спасского гольцов.

Особенность проявления диоритов в виде пластообразных и дайковых тел в районе рудника Коммунар была подмечена еще Д. И. Каплиниковым и особенно А. Я. Булытниковым [1, 2]. Н. А. Фогельман и А. Е. Шабаловский [7] в результате работ на участке, проведенных в 1954—1955 гг., пришли к выводу о метасоматическом происхождении диоритов, назвав их «диоритовидными породами». Упомянутые исследователи считают, что образование этих пород связано с метасоматозом эффузивных порфиринов. При этом главная масса «диоритовидных пород» развита послойно среди порфиринов, образуя ряд горизонтов. Другая часть более мелкозернистых пород слагает зоны, вытянутые по трещиноватости порфиринов, иногда располагаясь поперек слоистости, напоминая дайки, а местами образует отдельные пятна.

Наши исследования, проведенные на этой же площади, показывают значительную сложность генезиса этих образований и в то же время магматический интрузивный характер пород комплекса и связь его с магмой основного состава.

Прежде всего интересна форма залегания диоритовидных пород. В районе рудника Коммунар, на водоразделе рч. Большой Собаки и кл. Солгонского, прорезанного мелкими притоками — долинами ключей Сактычул, Федоровского, Брагинского и др. — наблюдаются многочисленные выходы пород габбро-диоритовой группы. Все они объединяются под названием диоритов ввиду особенностей минералогического состава. Выходы пород имеют форму овальных и сильно вытянутых полос согласно со структурой вмещающей осадочно-эффузивной толщи (фиг. 1).



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района рудника Коммунар

Протяженность отдельных выходов сравнительно большая. Так, диориты Подлунного гольца имеют размеры выхода в длину 1200 м при средней ширине 125 м. Детальное разбуривание диоритов показало, что ряд отдельных сравнительно крупных выходов этих пород является обнажениями одного магматического тела.

В восточной части поля пластообразное тело диоритов падает на восток под углом 40—45° согласно слоистости вмещающих пород. В центральной части поля бурением вскрыта подошва тела и показан пологий характер нижнего его контакта. В западной и южной частях района диориты прорваны солгонской гранодиоритовой интрузией каледонского возраста, которая имеет в эндоконтактной части габбро-нориты, габбро, гиперстеновые диориты и гибридные породы.

Особенность формы тела описываемых диоритов определяется расположением его в антиклинальной структуре вмещающих пород. На участке восточного крыла складки диориты имеют крутые контакты и располагаются параллельными телами. К западу, на участке замка складки, осложненного мелкими перегибами, магма распространялась вдоль пологих трещин и не повторяла второстепенные структуры, а секла их. Верхняя граница тела неровная, со значительными куполообразными поднятиями. Согласно структуре вмещающих пород имеются многочисленные мелкие заливы, перья, дайкообразные апофизы. Все перечисленные признаки указывают на акмолитовую форму тела интрузии.

Подобные тела развиты также и на других участках района, например по водоразделу рек Большая и Малая Собака, на гольце Подзвездном, по кл. Веселому и его водоразделу с р. Большая Сья.

В северной части поля наблюдается сравнительно мощное дайковое тело, секущее структуры вмещающих пород. Это тело, по-видимому, образовалось при повторных движениях и возникновении новых трещин, послуживших путями движения магмы.

Обращает на себя внимание, что в описываемом участке наблюдается широкое развитие нескольких генераций даек. Они образуют свиту тел, имеющих чаще субмеридиональное и субширотное простирания. В пределах крупного тела габбро-диоритов наблюдаются дайки микродиоритов, микродиорит-порфиритов и спессартитов, роговообманковых габбро-диоритов. Все они являются дорудными образованиями, и золотоносные прожилки, которые располагаются в основном теле габбро-диоритов, пересекают и указанные дайки. Вместе с тем здесь и на других участках развиты дайки лиственитизированных микродиоритов пострудного возраста. Они пересекают отмеченные выше дайки и рудные минерализованные зоны. Если оруденение связывать с солгонской гранодиоритовой интрузией, то и дайки обусловлены той же интрузией.

На участке «Северная зона» линейное дайковое тело диоритов, мощностью 20—26 м, рассечено дайкой микродиорит-порфирита (фиг. 2). Дайка лабрадорного порфирита более поздней генерации рассекает указанные тела. При этом здесь наблюдается золотое оруденение, охватившее как основное тело, так и дайки. Наконец, здесь наблюдаются дайки наиболее поздней генерации лиственитизированных микродиоритов.

В строении наиболее крупных тел диоритов встречается некоторая закономерность. Так, например, в приконтактной части расположены мелкозернистые породы, характеризующие закаленные контакты, далее от контакта, по направлению к внутренней части тела, они сменяются мелкозернистыми габбро-диоритами порфириковой структуры, которые, в свою очередь, переходят в среднезернистые разновидности с теми же структурными особенностями. Наконец, в центральной части в среднезернистых диоритах появляется кварц, и они переходят в кварцсодержа-

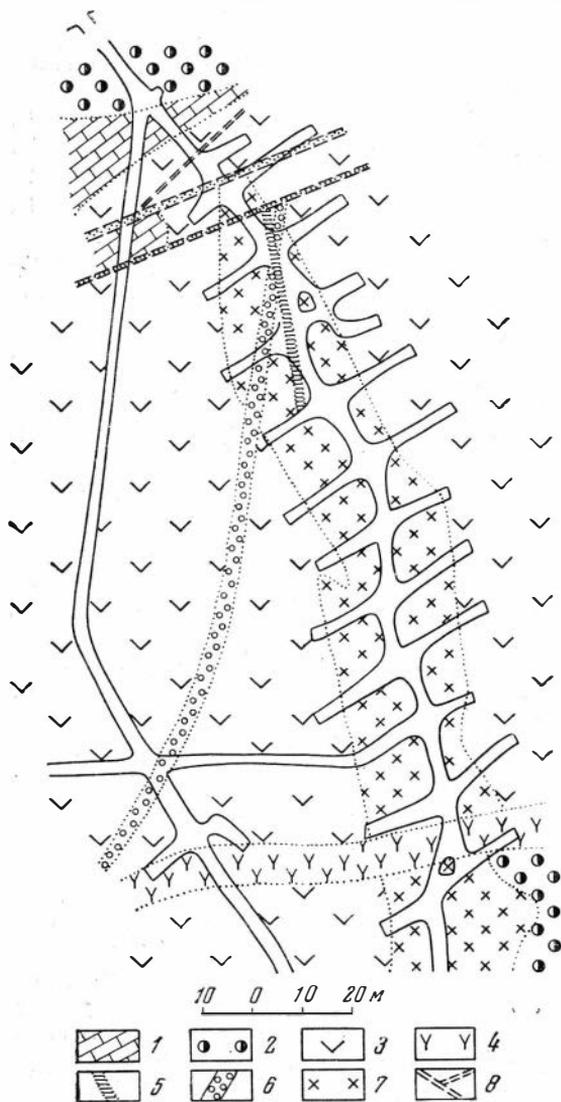
щие (5—10% кварца) и реже в кварцевые (более 10% кварца) разновидности. Кроме того, в микрозернистых породах эндоконтактной зоны местами наблюдается отчетливо выраженная флюидальная текстура.

Все это указывает на интрузивно-магматическую природу данных тел. В качестве примера можно привести несколько разрезов.

На Масловском участке подземными выработками вскрывается все тело диоритов, от висячего до лежащего бока, в результате чего выявляются ряд даек и зон метасоматически измененных пород. Например, в разрезе квершлага 1 штольни Южной, в его западной части, диориты содержат мелкозернистые породы на контактах и среднезернистые в центре (фиг. 3). При этом тело диорита секут дайки микродиорит-порфиритов, мощностью до 10 м каждая. На участке западного экзоконтакта к диоритам прилежит зона окремненных метасоматических пород. Восточная часть разреза вскрывает среднезернистые габбро-диориты с обильными порфировыми выделениями основного плагиоклаза. Породы эти к западу становятся мелкозернистыми, и их пререзают дайки диорит-порфирита. За мелкозернистыми диоритами располагается зона светло-серых метасоматических пород. Останцы менее измененных пород указывают, что изменению подверглись мелкозернистые диориты с выделениями плагиоклаза размером 0,3—1,2 мм. Имеется редкая вкрапленность пирита. Под микроскопом можно

наблюдать полную замещенность брусковидных зерен плагиоклаза тонким серицитом. Хорошо выражены псевдоморфозы по амфиболу. Они сложены тонким агрегатом хлорита, кальцита и сыльно магнетита. Основная лепидобластическая масса состоит из чешуек серицита, хлорита, ксеноморфных зерен кварца и рыхлых зерен кальцита. Местами наблюдаются пятна из агрегатных скоплений кварца.

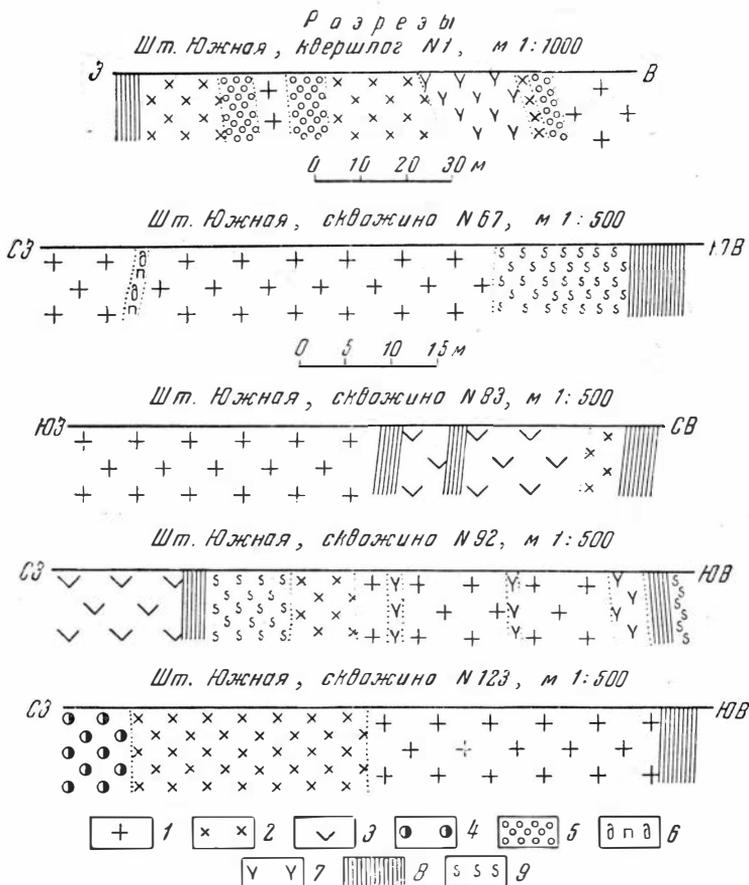
Обращает на себя внимание строение зоны контакта габбро-диоритов, вскрываемое скважиной 67 из штольни Южной. Здесь наблюдаются



Фиг. 2. Геологический план горизонта штольни 9

1 — известняки; 2 — кератофиры; 3 — порфириты; 4 — дайка листенизированных микродиорит-порфиритов; 5 — дайка микродиорит-порфиритов 2-й генерации; 6 — дайка микродиорит-порфиритов 1-й генерации; 7 — мелкозернистые диориты; 8 — зоны дизъюнктивных перемещений.

среднезернистые породы порфировой структуры с выделениями кислого лабрадора, составляющими 30% объема. Основная масса диоритовой структуры сложена андезитом и зеленой роговой обманкой с примесью вторичных минералов. Породы секутся тонкой дайкой лабрадорного порфирита. К контакту величина зерна в габбро-диоритах почти не уменьшается. Габбро-диориты граничат с амфиболитами, образующими



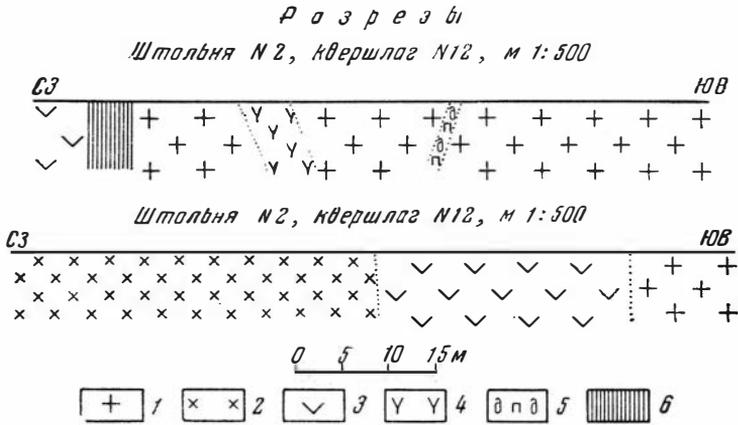
Фиг. 3. Геологические разрезы интрузивных тел

1 — средне- и крупнозернистые диориты; 2 — мелкозернистые диориты; породы вмещающей толщи; 3 — порфириты; 4 — кератофиры; дайки; 5 — микро-диорит-порфиритов; 6 — лабрадоровых порфиритов; метасоматические породы; 7 — листвениты; 8 — кварциты; 9 — амфиболиты

зону, мощностью 15 м, а последние, в свою очередь, переходят в тонкозернистые окварцованные породы. Амфиболиты состоят из бластического агрегата обыкновенной зеленой роговой обманки и примеси (20—30%) плагиоклаза № 15—20. В окварцованных породах вблизи амфиболитов присутствует переменное количество зеленой роговой обманки. С удалением от них амфиболит исчезает и порода приобретает состав микрокварцита. Мощность последнего 7—8 м. Микрокварциты обычно появляются за счет замещения алевро-пелитов, образующих маломощные пласты и линзы среди эффузивно-осадочной толщи.

В разрезе скважины 83 штольни Южной наблюдается восточная граница крупного тела габбро-диоритов. Породы, слагающие эту часть тела, обладают среднезернистой структурой и содержат выделения

лабрадора размером до 5 мм, распределенные неравномерно. В приконтактной части величина зерна как основной массы, так и порфировых выделений заметно уменьшается. Вмещающие породы в виде эффузивных плагиоклаз-рогообманковых порфиритов вблизи контакта интенсивно изменены и превращены в кварц-карбонатные и кварц-хлорит-метасоматические породы. На участке непосредственного контакта развита узкая зона черных тонких кварцитов. Они состоят из агрегата кварца, более редкого анкерита и небольших гнезд хлорита и пирита.



Фиг. 4. Геологические разрезы отдельных участков интрузивных тел

1 — средне- и крупнозернистые основные диориты; 2 — мелкозернистые диориты; 3 — эффузивные порфириты вмещающей толщи; 4 — дайки лист-вентилизованных микродиорит-порфиритов; 5 — дайки лабрадоровых порфиритов; 6 — окварцованные породы

В северо-восточной части разреза среди порфиритов располагается новое небольшое тело интрузивных пород, сложенное микродиоритами. При этом среди микродиоритов здесь выступает небольшая зона дробления и окварцевания пород.

Скважина 92 на том же участке вскрывает тело габбро-диоритов, мощностью 40 м. В северо-западной эндоконтактной части хорошо выражена закаленная зона, мощностью 7 м, в виде мелкозернистых диоритов. Здесь же, на границе с вмещающими эффузивными порфиритами, наблюдается зона закономерно выраженных метасоматических пород. Она сложена в участке, прилегающем к диоритам на протяжении 9 м, мелкозернистыми амфиболитами. Между амфиболитами и порфиритами наблюдается узкая зона метасоматических пород, возникших за счет эффузивов. Это видно по постепенным переходам к слабо измененным породам и наличию псевдоморфоз. Порода замещена кварцем, карбонатом и содержит немного хлорита и бурой слюды. Наблюдается вкрапленность пирита.

Что касается амфиболитов, то они носят следы преобразования приконтактной части интрузивных пород. Эти породы сложены бластическим агрегатом зеленой роговой обманки (60—65%), альбита, местами олигоклаза (20—30%), небольшого количества кварца и карбоната.

Габбро-диориты рассечены тремя узкими зонами метасоматически измененных пород, при этом одна располагается в зоне юго-восточного контакта тела. Метасоматические породы являются плотными светлосерыми, местами белыми, содержат вкрапленность пирита. Обычно в породе видны остатки серицитизированного плагиоклаза, которые располагаются в агрегате хлорита, слабомагнезиального карбоната, се-

рицита, небольшого количества кварца. Все эти процессы замещения должны быть отнесены к лиственитизации по преобладанию развивающегося здесь карбоната над серицитом. В отдельных наиболее светлых участках порода сложена брусковидными кристаллами альбита № 0—2 (70%), примесью карбоната, редкого кварца, серицита, а также незначительного количества изотропного хлорита. Такие образования, которые должны быть отнесены к альбититам, имеют небольшое развитие.

В юго-восточном конце разреза лиственитизированные породы граничат с узкой зоной окварцевания, за которой располагаются амфиболиты фибробластической сноповой структуры.

Скважина 123 показывает границу габбро-диоритов порфировой структуры с вмещающими кератофирами. При этом в приконтактной зоне породы переходят в мелкозернистые разновидности и обладают заметно выраженной флюидалностью. Последняя выражена вблизи самого контакта и с удалением от него быстро теряется. В юго-восточной части разреза среди габбро-диоритов проявляется узкая зона окварцевания.

Подобная же картина строения интрузивных тел в деталях видна и в районе Подлунного гольца. В разрезе кварцшлага 12 из штольни 2 (фиг. 4) тело порфировидных габбро-диоритов на границе с вмещающими порфиритами также содержит узкую зону окварцованных пород. Габбро-диориты содержат отдельные участки интенсивной амфиболитизации пород. В интрузивном теле наблюдаются переходы от мелкозернистых пород, более развитых в восточной части тела, к средне-, местами почти крупнозернистым разновидностям. При этом, если в главной части наблюдаются породы основного состава, что видно по химическим анализам пород и остаткам первичных минералов в них, то в центральной части — кварцсодержащие и кварцевые диориты. Интрузивное тело сечется дайками среднего состава нескольких генераций.

Нередко породы интрузии разобщены ксенолитами, а иногда крупными блоками вмещающих пород, что видно, например, в разрезе кварцшлага 12 (фиг. 4).

Таким образом, интрузивные тела габбро-диоритов несут черты зонального строения, закаленных мелкозернистых зон с флюидалной текстурой у самого контакта. Все это, безусловно, указывает на интрузивный характер пород. Вместе с тем участки контактов являются наиболее ослабленными проницаемыми зонами и здесь часто проявляются зоны метасоматических пород в виде амфиболитов, окварцованных пород и кварцитов. При этом амфиболиты развиваются за счет диоритов, а кварциты — на месте алевропелитов или порфиритов. Регионально проявленные перекристаллизация и амфиболитизация пород приводят к внешней своеобразной однотипности их в виде диоритов, хотя они образованы за счет гаммы пород от основного до среднего ряда.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Как видно из изложенного выше материала, в составе описанного габбро-диоритового магматического комплекса наблюдаются разнообразные породы, образующие акмолиты, штоки и сопровождающие их дайки. На участке рудника Коммунар в составе сравнительно крупных акмолитовых тел наблюдаются основные породы — габбро-диориты, авгитовые диориты, плагиоклазовые диоритовые порфириты, кварцевые диориты и мелкозернистые диориты эндоконтактных зон или мелких апофиз. Среди даек наблюдаются микродиорит-порфириты с переходами к монцонит-диоритам, микродиориты, плагиоклаз-роговообманковые и лабрадорные порфириты, кварцевые роговообманковые порфириты и лиственитизированные микродиорит-порфириты.

Кроме того, среди магматических пород наблюдаются зоны метаморфических пород — амфиболитов, амфиболитов, альбитизированных пород и альбититов, лиственитов, окварцованных пород и кварцитов.

Рассмотрим разновидности пород, слагающих основное тело акмолита.

Основные габбро-диориты. Эти породы выступают в краевых участках поля средне- и местами крупнозернистых пород, прилегающих к полосе эндоконтактных мелкозернистых пород. Они обладают серовато-зеленой окраской, неравномернозернистой структурой. Наиболее крупные зерна представлены лабрадором № 55—64 (30—35%), размером до 5—8 мм, и авгитом (10%), до 5 мм в поперечнике, которые напоминают порфиновые выделения. Остальная часть породы сложена плагиоклазом (25—26%), зеленой роговой обманкой (30%), аксессуарными и вторичными минералами (5—6%). Среди аксессуаров наблюдаются апатит в виде тонких иголок, мелкие зерна сфена и остатки титаномагнетита. Вторичные минералы — хлорит, кальцит, редкий эпидот.

Структура породы офитовая, что видно по сохранившемуся идиоморфизму лабрадора к авгиту, который часто замещен амфиболом. Указанная структура слабо сохранилась ввиду преобразования породы с развитием среднего плагиоклаза и зеленой роговой обманки, образующих диоритовую структуру.

Плагиоклаз в главной массе породы несет следы разъедания. По размерам на столике Федорова здесь отмечается кислый лабрадор, близкий по составу к более крупным зернам минерала, а чаще — андезин № 40—45. Заметно зональное строение с неровными резорбционными границами. Везде в плагиоклазах наблюдается тонкая сыпь включений клиноцоизита, серицита и кальцита.

Авгит обладает неровными контурами ввиду замещения с краев зерен зеленой роговой обманкой. Окраска минерала буроватая, местами светло-фиолетовая, другие свойства: $Ng=1,742$, $Nm=1,740$; $Np=1,720$, $2V=-52^\circ$, $c: Ng=46^\circ$. Здесь и ниже точность измерений показателей преломления $\pm 0,003-0,002$.

Зеленая роговая обманка то образует компактные, сравнительно крупные зерна, то гранулирована с образованием агрегатов более мелких зерен. В более крупных зернах свойства минерала следующие: $Ng=1,680$ — зеленая или голубовато-зеленая, $Nm=1,672$ — зеленая, $Np=1,660$ — светло-желтая, $2V=-72^\circ$, $c: Ng=14^\circ$. В бластических агрегатах развита более магнезиальная разновидность амфибола голубовато-зеленой окраски со свойствами: $Ng=1,672$ — голубовато- или синевато-зеленая, $Nm=1,666$ — зеленая, $Np=1,653$ — светло-зеленая, $2V=-73^\circ$, $c: Ng=17^\circ$. Она же замещает и пироксен.

Остатки титаномагнетита имеют форму неправильных сравнительно крупных зерен, в которых располагается сетка пластинок ильменита являющаяся обычным продуктом распада твердого раствора. Основная масса магнетита, в которой располагаются эти пластинки, замещена рыхлым лейкоксеном, местами хлоритом. Такой характер зерен с пластинками ильменита типичен для габбровых пород.

Авгитовые диориты. Породы широко распространены в нижней части пластообразных участков тела акмолита. Они пользуются широким развитием на Подлунном гольце, где хорошо вскрыта нижняя часть габбро-диоритового тела. Внешне они слабо отличаются от других типов пород слагающих массив. Окраска пород серовато-зеленая. Заметны выделения плагиоклаза, размером 2—5 мм, и более редкого пироксена, до 0,5—2 мм величиной. На глаз пироксен трудно различим ввиду обрастания его роговой обманкой. Количество порфиновых выделений составляет от 20 до 40, чаще 30%.

Минералогический состав породы в объемных процентах следующий: плагиоклаз 55—60%, в том числе 20—25% в порфириковых выделениях, авгит 5—10, амфибол 30—35, аксессуарии и вторичные минералы 5—7%.

Плагиоклаз вкрапленников сильно разложен и представлен чаще кислым лабрадором № 52, реже состав его более основной — до № 60. В основной массе господствует андезин № 30—42, хотя изредка отмечается, видимо, реликтовый лабрадор состава более крупных выделений. Зерна плагиоклаза забиты густой сыпью серицита, клиноцоизита и кальцита.

Авгит обладает бледно-зеленой окраской и несет следы перехода в бесцветный диопсид. Свойства последнего: $N_g = 1,706$, $N_m = 1,683$, $N_p = 1,676$, $2V = -51^\circ$, $c : N_g = 40^\circ$.

Зеленая роговая обманка образует как крупные компактные кристаллы, так и более мелкие агрегаты. Ее свойства те же, что и в описанных выше породах. Имеются колебания оптических свойств и состава в небольших пределах: $N_g = 1,665—1,680$, $N_p = 1,658—1,662$, $2V = 57—72^\circ$. Встречаются агрегаты синевато-зеленой роговой обманки в виде небольших пятен и прожилковатых скоплений.

В отдельных образцах породы встречается немного ксеноморфного кварца, составляющего 3—5%.

Среди аксессуариев также встречаются реликты титаномagnesита, апатит, сфен. В отдельных участках породы повышенное содержание хлорита, кальцита, иногда прожилки кварца с золотом и сульфиды.

Плагиоклазовые диоритовые порфириды. Сюда отнесены широко распространенные разновидности пород с порфириковыми выделениями плагиоклаза. Пироксен в них не встречен. Количество фенокристов плагиоклаза варьирует от 10 до 40%. Их величина чаще 3—5 мм и меньше. Основная масса породы диоритовой структуры и состоит в основном из плагиоклаза и амфибола. Состав породы в среднем: плагиоклаз — 50—60, амфибол — 30—32, кварц — до 5—8, примеси и вторичные минералы — 5—10%.

Плагиоклаз выделений имеет состав андезин-лабрадора № 43—52 и несет следы альбитизации. В основной массе плагиоклаз более кислый и отвечает андезину № 32—35, редко № 40. Минерал содержит много включений клиноцоизита, серицита и кальцита. Амфибол принадлежит зеленой роговой обманке того же типа, что описана выше в более основных разновидностях пород. Здесь также развиты гранулированные бластические агрегаты более поздней сине-зеленой разновидности амфибола. Кварц образует ксеноморфные мелкие зерна, создающие выполения между кристаллами плагиоклаза и компактной роговой обманки. Примеси — апатит, сфен, редко пирит. Вторичные минералы — те же, что и в описанных разновидностях пород.

Кварцевые диориты. Породы сравнительно редки на участке и проявляются либо в центральных частях массивов, либо в верхней части пластообразных тел. Имеют большое сходство и взаимопереходы с плагиоклазовыми диоритовыми порфиридами. Это серовато-зеленые среднезернистые породы, то равномернозернистые, то с небольшими выделениями плагиоклаза, составляющими 5—10% объема. Структура диоритовая, местами гипидиоморфная. Минералогический состав породы: плагиоклаз — 41—45, зеленая роговая обманка — 40, кварц — 10—14, аксессуарные и вторичные минералы — 5—7%. Плагиоклаз в крупных зернах № 40—45, в более мелких № 35—37, в краях зерен встречаются каемки олигоклаза № 20. Зеленая роговая обманка образует как компактные более крупные зерна, так и более мелкие сростки и прорастания. К роговой обманке присоединяются редкие чешуйки бурого биотита. Кварц кристаллизуется в ксеноморфные угловатые зерна.

Среди аксессуариев наблюдаются мелкие иголки апатита, редкий циркон и комочки сфена. Из вторичных развит хлорит по амфиболу, тонкий рыхлый карбонат и чешуйки серицита.

Мелкозернистые диориты. Как уже отмечалось, эти породы образуют эндоконтактные зоны. Будучи более ранними образованиями ввиду более быстрого остывания магмы в контактах, они должны обладать основным составом. Однако более интенсивные вторичные преобразования, захватившие контактные зоны, как области сочленения разнородных образований, в значительной степени затушевали первичные особенности пород. Все же местами можно заметить аподиабазовый облик пород. Это подчеркивается особенностью структуры, а также обычным меланократовым составом пород. При этом состав плагиоклаза в более свежих породах отвечает андезину № 42—45, реже кислому лабрадору № 52. Роговая обманка принадлежит зеленой разновидности, описанной выше. Породы часто сильно амфиболизированы и сопровождаются амфиболитами, которые обычно развиты в контактовой зоне.

Дайковые породы на участке образуют ряд генераций, относительный возраст которых хорошо выявляется взаимными пересечениями. Главная их масса имеет близкий состав и сходна с составом пород тела акмолита. Некоторая часть даек, как будет отмечено ниже, принадлежит более молодому комплексу, связанному с солгонской гранодиоритовой интрузией.

Микродиорит-порфириды. Это наиболее распространенная группа пород, объединяющая три типа тел, возраст которых доказывается пересечениями. Наиболее ранними являются мелкозернистые диориты участка «Северная зона», образующие меридиональное линейное тело, мощностью 22—26 м. Они содержат небольшие выделения лейстовидных кристаллов плагиоклаза, размером 2—3 мм, составляющих 10—12%. Основная диоритовая масса состоит из плагиоклаза, зеленой роговой обманки и незначительной примеси апатита и сфена (3—5%). Цветной индекс породы 40. Состав плагиоклаза колеблется от № 42—60 в выделениях до № 32—42 в основной массе. Состав амфибола отвечает зеленой роговой обманке со свойствами: $Ng=1,682$; $Nm=1,675$, $Np=1,660$, $2V=-68^\circ$, $c:Ng=15^\circ$; плеохроизм от голубовато-зеленого по Ng до светло-зеленого по Np . Местами в породе наблюдается немного кварца (3—5%).

Дайки микродиорит-порфиритов следующей по возрасту генерации наиболее обильны. Мощность их достигает 3—5 м. На участке «Северная зона» эти дайки имеют северо-восточное простирание и пересекают отмеченное выше мощное линейное тело подобных же пород. По химическому составу они близки авгитовым диоритам Подлунного гольца. В отличие от пород первой генерации они являются более мелкозернистыми. Состоят из плагиоклаза № 45—50 и зеленой роговой обманки при небольшом преобладании первого минерала над вторым. Наблюдаются редкие зерна апатита. Встречается хлорит и кальцит по амфиболу. Вместе с тем среди указанных даек встречаются отдельные разновидности, в которых развит альбит не только в виде каемок по сравнению с кислым плагиоклазом основной массы, но и с образованием отдельных зерен в цементе. Порода при этом в отдельных участках приобретает монцонитовую структуру. Она может быть отнесена к натровым монцонит-диоритам.

Наконец, сравнительно тонкие дайки, мощностью 1—2 м, секут микродиорит-порфириты обеих описанных генераций. На участке «Северная зона» такие дайки имеют широтное простирание. В этих породах также проявляются мелкие выделения плагиоклаза, которые располагаются в тонкой плотной основной массе.

Под микроскопом она состоит из сильно измененного плагиоклаза, который почти нацело замещен серицитом и кальцитом, а также зеленой роговой обманки.

Микродиориты образуют дайки небольшой мощности, обычно 2—5 м. Породы серо-зеленые, тонко- и мелкозернистые, плотные. Состоят они из плагиоклаза № 40—45, составляющего 50—55%, и зеленой роговой обманки — 40—45%, остальное — примесь апатита, пирита и вторичных минералов — хлорита, серицита, кальцита. Встречаются переходы к более основным породам. Так, в одном случае была обнаружена дайка аподиабазы. В ней сохранилась офитовая структура по слегка удлиненным лейстовидным зернам основного плагиоклаза по отношению к темноцветному минералу. Последний, по-видимому, образует псевдоморфозы по пироксену, хотя реликтов его не встречено. Состав плагиоклаза в отдельных зернах № 62—65. Зерна последнего сильно резорбированы, содержат включения клиноцоизита и серицита. В более мелких зернах встречен плагиоклаз второй генерации, отвечающей андезину № 38—42. Имеются следы титаномagnetита, замещенного лейкоксеном и хлоритом.

Среди микродиоритов встречены переходные типы к сиенитам. Такие сиенито-диориты содержат кварц до 5—10%, кислый плагиоклаз № 20—25, немного ксеноморфного альбита — до 10—12%, развитого между кристаллами плагиоклаза и зеленой роговой обманки.

Роговообманковые, плагиоклазово-роговообманковые микродиорит-порфиры и спессартиты. Породы данного типа пользуются небольшим развитием. По своему составу они приближаются к породам лампрофирового ряда.

Роговообманковые микродиорит-порфиры содержат порфиновые выделения буровато-зеленой роговой обманки, размером 1—5 мм. Ее свойства: $N_g = 1,680$, $N_m = 1,674$, $N_p = 1,660$, $2V = -71^\circ$, $c : N_g = 16^\circ$. Плеохроизм: N_g — бурая с зеленоватым оттенком, N_m — желто-зеленая, N_p — светло-зеленая. Основная масса микродиоритовой структуры состоит из брусковидных зерен плагиоклаза № 25—32 и зеленой роговой обманки (35%). Часто встречаются перекристаллизация и развитие бластического агрегата зеленого амфибола. Акцессорный минерал — апатит, комочки сфена развиты в виде одиночных зерен. Вторичные минералы — хлорит, кальцит и серицит — нередко развиты широко.

Встречаются разновидности пород, в которых наряду с амфиболом порфиновых выделениях наблюдается плагиоклаз состава андезина № 40—42. Основная масса породы имеет такой же состав. При этом иногда проявляется повышенное содержание амфибола, составляющее 5—65%.

Наконец, следует отметить равномернозернистые породы спессартиового состава. В мелкозернистой массе они содержат игольчатый зеленый амфибол в количестве от 50—55%, реже до 65%. Он сопровождается редкими чешуйками бурого биотита. Присутствует немного кварца. Плагиоклаз сильно серицитизирован и колеблется по составу от андезина № 35 до олигоклаза № 20.

Лабрадоровые порфиры. Под таким названием давно выделены на участке тонкие наиболее поздние дайки пород, мощностью 0,5—1 м. Они имеют своеобразный облик, ибо на темно-зеленом плотном фоне основной массы породы содержат белые таблицы порфиновых выделений лабрадора № 52—60. Количество таких зерен составляет 10—18%. Их размеры 1—5 мм.

Микроскоп показывает слабо раскристаллизованную основную массу, которая замещена тонким хлоритом и сыпью лейкоксенизированного магнетита. На этом фоне разбросаны микролиты плагиоклаза. С увеличением крупности зерна основной массы появляется интерсертальная структура. Между лейстами плагиоклаза располагаются очень мелкие

зерна бурого амфибола, по углу угасания и высокому двупреломлению близкие к базальтической разновидности. Однако этот тип амфибола сохранился слабо. Он вытесняется зеленой роговой обманкой. Но она обычно перекристаллизована и часто является наложенной не только на основную массу породы, но и с замещением участков порфировых выделений плагиоклаза. В породе встречаются крупные редкие зерна апатита, близкие по размерам к порфировым выделениям.

Буро-роговообманковые диорит-порфириды. В отличие от других типов пород мы их называем буро-роговообманковыми. Действительно, они имеют резко отличный состав роговых обманок от пород описанного комплекса. Кроме того, они не несут на себе следов наложенного регионального метаморфизма, как все описанные выше типы пород. Региональный метаморфизм особенно отразился на перекристаллизации и образовании довольно усредненного типа зеленого амфибола. Дайки, отмечаемые здесь, не несут этих характерных черт.

В составе даек нами обнаружены ксенолиты, принадлежащие интрузивным породам солгонской интрузии. Все это заставляет признать принадлежность даек к более позднему, солгонскому, гранодиоритовому комплексу.

Среди рассматриваемых даек выделяются два типа. Первый принадлежит породе основного состава. Она имеет темно-зеленую, почти черную окраску и порфировую структуру. Выделения принадлежат амфиболу, который образует коротко призматические зерна, размером до 1 см, составляющие 20—30% от общей массы. Основная масса диоритовой структуры сложена плагиоклазом № 49—55 и амфиболом того же состава, что и в выделениях. Размеры зерен последнего минерала сериальные до размеров выделений. Содержание амфибола в породе составляет 40—43%. Окраска минерала густо-бурая, в краях имеются переходы к буровато-зеленой разновидности, составляющей узкие зоны. Погасание минерала одновременное как в центре, так и в краях. Плеохроизм проявляется в следующих тонах: *Ng* — густо-бурая, *Nm* — бурая, *Np* — светло-желтая. Другие свойства: *Ng* — 1,685, *Nm* — 1,682, *Np* — 1,666, *c*: *Ng* = 14°, *2V* = —70°. Ясно выражены полисинтетические двойники. Плагиоклаз основной массы породы часто образует радиальные сростки. Между его зернами располагаются мелкие зерна бурого или более позднего зеленого амфибола. В виде примеси наблюдается редкий магнетит.

Второй тип пород относится к более кислым разновидностям. Здесь порфировые выделения бурого амфибола более мелкие. Они располагаются в основной массе, состоящей из кислого плагиоклаза № 20—25 буровато-зеленой роговой обманки и ксеноморфного кварца (15—20%). Среди аксессуаров наблюдаются сфен, магнетит и апатит. Такие кварцевые диорит-порфириды, как показано ниже, по химическому составу сближаются с тоналитами.

ПРОДУКТЫ МЕТАМОРФИЗМА

Проявления контактового метаморфизма. В контакте с наиболее крупным габбро-диоритовым массивом проявляются продукты роговой перекристаллизации, но они выражены слабо ввиду наложенно-регионального метаморфизма. Все же можно заметить в контактовой зоне более интенсивную перекристаллизацию вмещающих эффузивных пород с развитием бластического агрегата зеленого амфибола, плагиоклаза, остатков раннего пироксена. Характерна примесь бурого биота. При метаморфизме песчаников за счет цемента широко развит серцит. Подобные изменения заметны также на участке крупной дайки «Северная зона». Мощность таких пород 1—2 м.

Проявления метасоматизма. Среди метасоматических образований прежде всего следует отметить амфиболиты и окварцованные породы. Амфиболиты проявляются то в виде мелких пятен среди габбро-диоритов и диоритов, то образуя зоны небольшой мощности.

Чаще всего амфиболиты развиваются в эндоконтактовой зоне интрузивных тел. Они представляют собой мелкозернистые породы кристаллобластической структуры. Наиболее типичные образцы имеют следующий состав: зеленая роговая обманка—65, плагиоклаз—25, магнетит—8, сфен и кальцит—2%. Плагиоклаз содержит тонкий агрегат сосюрита, замещается игольчатым амфиболом, обладает зональностью и полисинтетически двойниковым строением. По составу в разных зонах колеблется от № 27 до № 33. Амфибол в более крупных зернах обладает следующим плеохроизмом: Ng — голубовато-зеленый, Nm — синевато-зеленый, Np — светло-желтый. Другие свойства — Ng — 1,658, Nm — 1,651, Np — 1,640, c : $Ng = 19^\circ$, $2V = -65^\circ$.

Невысокий угол оптических осей и угол погасания минерала связаны с резко повышенным содержанием закисного железа.

В зонах повышенной трещиноватости в амфиболитах отмечаются кварц и альбит. Более поздними являются тонкие прожилки кальцита, которые сопровождаются сульфидами.

Метасоматическое окварцевание охотно развивается по сравнительно пористым породам в виде алевролитов и песчаников, но проявляется также по другим типам пород. Развитый при этом тонкий гранобластический агрегат кварца сопровождается кальцитом, рассеянным пиритом или пирротинном. При окварцевании порфиритов широким развитием пользуется примесь хлорита.

Лиственитизированные микродиорит-порфириты в виде даек таких пород широко распространены. На участке рудного поля Коммунара они являются пострудными, ибо пересекают рудные зоны и сами практически безрудные. Мощность даек 3—5 м, иногда до 10 м. Следует отметить, что лиственитизация не всегда располагается в указанных дайках. Нередко зоны таким образом измененных пород располагаются в пределах основного интрузивного тела габбро-диоритов.

Процесс метасоматического преобразования пород в отдельных участках протекает с различной интенсивностью, что позволяет выделить ряд минеральных фаций лиственитовых пород. Все породы обладают полураковистым изломом. На ранней стадии метасоматоза наблюдается частичное замещение плагиоклаза серицитом и кальцитом, роговая обманка замещается хлоритом, карбонатом — брейнеритом — и редкими иголочками рутила. Развита вкрапленность пирита. Иногда встречается изумрудно-зеленый фуксит. На более поздней стадии исчезает хлорит. Не сохраняются даже контуры плагиоклаза, который нацело замещен серицитом, кварцем, кальцитом. Наблюдается значительное содержание буроватого брейнерита, пирита равномерной вкрапленности. Встречаются зерна апатита. В отдельных участках разрастается кварц-кальцитовый агрегат, образуя прожилкообразные метасоматические обособления.

В табл. 1 даны результаты пересчетов по кислородному методу Барта трех образцов лиственитов и неизменных пород, которые изложены в виде формул каждой породы.

Судя по табл. 1, в процессе метасоматоза особенно интенсивно приносился кремний. Из щелочей накапливался натрий, а в отдельных зонах и он подвергался выносу. Проявлялось также небольшое накопление фосфора. Главная масса элементов породы подвергалась выносу, особенно это касается железа, магния и частью кальция. Целиком выносился калий и частью натрий. Весь выносимый растворами материал шел на образование гидротермальных минералов в составе

Баланс вещества при метасоматозе

№ обр.	Привнос	Вынос
31	Na—18, P—1, Si—108	K—7, Ca—51, Mg—49, Mn—1, Fe ⁺² —50, Fe ⁺³ —3, Al—34, Ti—1
32	Na—14, P—1, Si—107	K—5, Ca—48, Mg—49, Mn—1, Fe ⁺² —46, Fe ⁺³ —4, Al ⁺³ —45, Ti—1
33	P—1, Si—107	K—3, Na—3, Ca—28, Mg—57, Mn—1, Fe ⁺² —50, Fe ⁺³ —2, Al—39, Ti—1

прожилков и жил, развитых на участке, или в виде рассеянной минерализации.

Возрастное положение метасоматических образований, отмеченных выше, хорошо определяется тем, что они являются более поздними, чем дайки солгонской интрузии гранодиоритов. Все это позволяет их связывать с поздними этапами эманационной деятельности последней интрузии.

Петрохимические особенности пород. Для целей химического анализа были отобраны наиболее свежие образцы пород без признаков явно выраженного процесса локального метасоматоза. Анализ полученных данных показывает хорошо выраженные закономерности изменения химизма пород в связи с их петрографическим составом и особенности общего характера.

Составы пород, входящих в основное тело акмолита, имеют закономерное расположение роя векторов на диаграмме, составленной по А. Н. Заварицкому (табл. 2, фиг. 5). Это позволяет выделить вариационную линию, показывающую основное направление дифференциации магмы, с которой связано формирование комплекса. Наиболее основные габбро-диориты (№ 1 и 2 табл. 2) близки по составу к мировому среднему безоливиновому габбро (№ 4), но сравнительно резко выделяются по повышенному значению полевошпатовой извести. Кроме того, описываемые нами породы отличаются пониженным содержанием щелочей и характеристикой *в* (табл. 2).

Выше, на диаграмме, располагаются точки составов широко распространенных авгитовых диоритов. Они имеют промежуточный характер между полями составов безоливиновых габбро и кварцевых габбро, бескварцевых диоритов. Их точки близки к кварцевым базальтам по сводной диаграмме А. Н. Заварицкого.

Составы пород в точках 5 и 6 сдвинуты от точек 3 и 4 влево ввиду сильно завышенных содержаний полевошпатовой извести и пониженной величины щелочного параметра *а*. Это находит отражение в особенностях минералогического состава указанных разновидностей пород, содержащих больше основного плагиоклаза.

Остальные типы пород через промежуточные образования переходят в поле средних бескварцевых диоритов (точки 7, 8), кварцсодержащих и кварцевых диоритов (точки 9, 10).

Характерной особенностью всей группы пород, определяющей положение их основной вариационной линии, является пониженный щелочной параметр *а* и резко повышенное содержание полевошпатовой извести. Это обуславливает сдвиг точек и вариационных линий влево. Лишь в верхней части диаграммы, для более кислых дифференциатов, линии сближаются со средними мировыми типами пород, совпадая с ними по щелочному параметру, но все же отличаясь повышенной величиной *с*.

Химические анализы пород габбро-диоритового комплекса и пересчет их по Заварицкому

Компоненты	1 ✓	2 ✓	3 ✓	4 ✓	5 ✓	6 ✓	7 ✓	8 ✓	9 ✓	10 ✓	11 ✓	12 ✓	13 ✓	14 ✓	15 ✓
SiO ₂	49,16	48,08	47,56	50,40	49,58	49,44	46,48	51,16	58,20	58,40	48,96	56,72	47,72	52,78	54,62
TiO ₂	0,69	0,53	0,70	1,21	0,57	0,69	0,61	0,52	1,41	0,69	0,85	0,74	0,79	1,15	1,09
Al ₂ O ₃	18,26	20,46	19,17	17,14	19,57	19,52	21,62	20,53	16,61	18,29	18,10	16,77	19,76	15,66	16,35
Fe ₂ O ₃	2,56	1,12	1,51	1,36	1,58	1,97	1,63	7,37	0,45	1,01	0,64	0,28	1,00	1,18	1,19
FeO	7,79	8,55	8,41	7,11	9,20	8,32	7,08	3,30	6,14	6,19	10,56	9,48	8,87	8,67	6,90
MnO	0,22	0,27	0,18	0,15	0,19	0,22	0,18	0,04	0,12	0,09	0,26	0,18	0,16	0,18	0,24
MgO	4,96	4,89	4,06	3,84	3,86	4,96	4,31	2,71	2,53	1,97	6,37	2,39	5,03	5,90	4,77
CaO	11,48	12,62	10,73	10,52	10,78	8,96	10,10	9,10	8,06	6,44	6,73	7,57	9,75	8,40	8,40
Na ₂ O	2,57	1,81	2,49	2,76	2,11	2,29	2,73	3,04	3,43	3,94	2,95	2,86	1,61	3,02	3,17
K ₂ O	0,48	0,59	0,69	0,35	0,46	0,50	0,39	1,29	0,23	0,79	0,58	0,31	1,32	0,76	0,63
H ₂ O	—	0,04	—	—	—	—	—	—	0,10	—	0,20	0,06	—	—	0,14
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,03	0,56	0,07	0,09	0,03	0,12	0,78	0,36	0,12	0,23	0,05	0,29	0,42
V ₂ O ₅	—	0,06	0,04	0,03	—	—	0,04	—	0,03	—	0,05	0,04	0,04	—	—
SO ₃	—	0,01	0,06	0,05	0,08	0,03	0,01	0,12	0,01	0,06	0,23	0,56	0,36	0,03	0,03
П.п.п.	1,71	1,51	3,50	3,89	1,31	2,53	3,79	1,24	1,36	1,52	3,46	2,26	3,15	1,53	1,73
Сумма	99,93	100,57	99,13	99,37	99,36	99,52	99,00	100,54	99,46	99,75	100,06	100,45	99,61	99,55	99,38

Компоненты	16 ✓	17 ✓	18 ✓	19 ✓	20 ✓	21 ✓	22 ✓	23 ✓	24 ✓	25 ✓	26 ✓	27 ✓	28 ✓	29 ✓
SiO ₂	51,36	51,44	51,16	55,36	54,84	55,90	52,84	57,56	58,94	49,66	52,12	58,76	52,26	57,50
TiO ₂	0,98	1,16	1,16	0,66	0,62	1,03	0,61	0,57	0,48	1,15	1,52	0,41	0,92	0,52
Al ₂ O ₃	18,70	17,43	18,01	18,88	17,72	15,44	14,87	18,94	19,96	14,58	17,54	18,42	19,37	17,25
Fe ₂ O ₃	0,84	1,40	1,31	1,57	0,99	1,77	0,71	2,35	1,84	2,75	0,96	—	0,99	0,99
FeO	7,65	5,78	5,93	6,02	7,78	6,02	10,78	4,25	3,85	7,79	7,10	7,47	7,43	3,96
MnO	0,15	0,15	0,14	0,09	0,11	0,12	0,19	0,03	—	0,21	0,19	0,07	0,22	0,08
MgO	3,91	5,43	4,56	3,47	2,57	4,68	4,45	1,33	1,59	8,36	3,01	1,56	3,73	2,06
CaO	9,54	9,54	9,12	6,90	8,00	8,96	9,05	5,74	6,70	10,36	8,98	5,33	10,22	5,00
Na ₂ O	2,55	3,25	3,11	5,19	4,36	3,68	3,93	6,39	4,86	2,14	3,67	4,95	2,12	2,65
K ₂ O	0,83	0,27	0,31	0,77	0,67	0,41	0,56	0,52	0,5	0,76	0,58	1,05	0,43	1,86
H ₂ O	0,14	0,04	0,04	—	0,46	—	0,12	0,16	—	—	—	0,10	0,0	0,02
P ₂ O ₅	0,74	0,56	0,40	0,21	0,43	0,38	0,06	0,42	0,35	0,38	1,05	0,45	0,48	0,25
V ₂ O ₅	0,04	0,03	0,03	—	—	—	0,07	—	—	—	0,03	0,02	—	—
SO ₃	0,21	0,09	0,29	0,25	0,38	0,03	0,05	0,02	0,02	—	0,03	0,56	0,03	0,21
П.п.п.	2,69	3,54	3,66	1,14	1,06	1,00	1,96	1,61	0,46	1,71	2,29	1,75	1,69	7,12
Сумма	100,33	100,11	99,23	100,44	99,09	99,42	100,25	99,89	99,55	99,85	99,07	100,9	99,89	99,47

Таблица 2 (окончание)

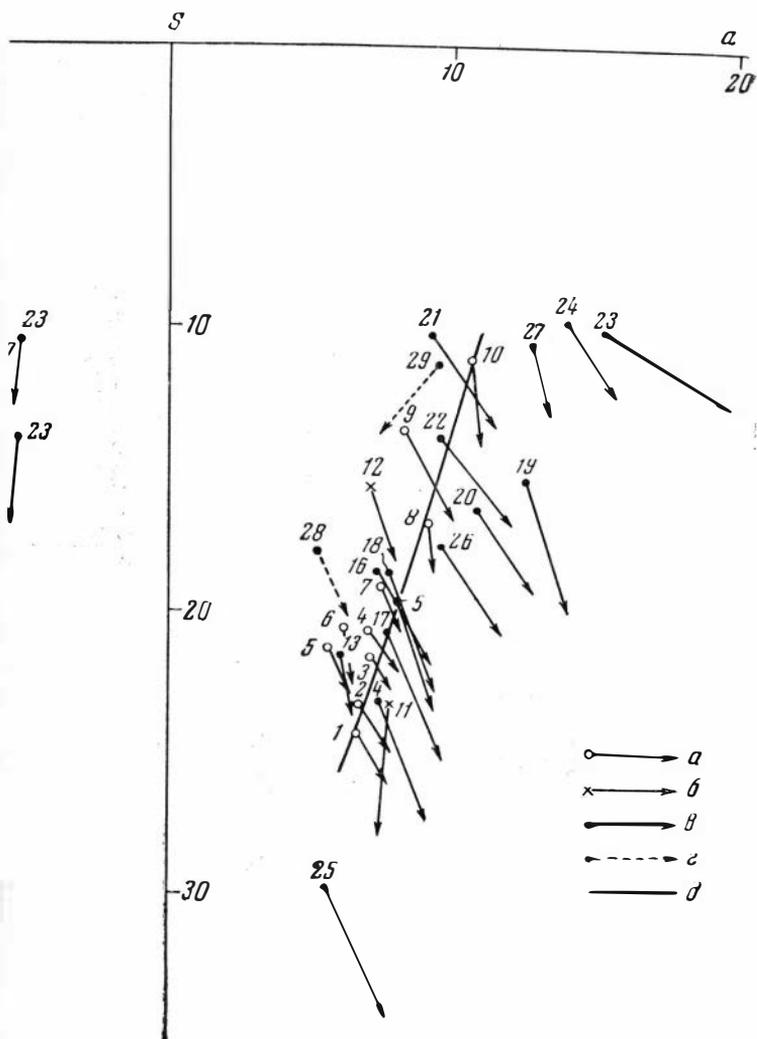
Числовые характеристики

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>a</i>	6,7	6,7	7,1	7,1	5,7	6,2	7,5	9,2	8,3	10,6	7,8	7,1	6,0	7,9	8,1
<i>c</i>	9,5	11,2	10,6	8,9	11,2	11,1	12,7	10,3	7,5	7,6	8,7	8,4	11,6	6,8	7,2
<i>b</i>	24,3	23,7	21,7	20,8	21,3	20,6	19,1	16,9	13,7	11,2	23,5	15,7	21,5	23,2	19,6
<i>s</i>	59,5	58,4	60,6	63,2	61,8	62,1	60,7	63,6	70,5	70,6	60,0	68,8	60,9	62,1	65,1
<i>a'</i>											2,4				
<i>f'</i>	42,4	41,3	47,2	42,3	52,8	51,54	49,9	60,4	47,3	63,0	48,7	63,7	48,5	40,5	40,7
<i>m'</i>	36,25	36,7	34,9	33,8	34,2	44,4	43,4	29,3	32,7	31,2	48,6	27,1	44,1	43,79	42,5
<i>c'</i>	21,3	21,5	17,7	23,8	13,4	3,97	6,7	9,8	20,02	5,7	—	9,2	7,2	15,8	17,0
<i>n</i>	89,2	63,0	84,8	92,7	88,3	88,2	99,0	77,3	95,7	88,0	8,8	93	65,0	85,8	89,6
<i>t</i>	1,1	0,7	1,12	1,7	0,9	1,1	0,99	0,7	1,8	0,9	1,3	1,9	1,2	1,62	1,5
φ	9,42	4,2	6,2	6,4	6,7	8,67	0,9	40,2	3,1	7,7	2,4	1,8	4,2	4,2	5
<i>Q</i>	-3,9	-7,8	-3,6	+3,3	+1,0	+0,7	-6,3	-1,5	+16,3	+12,4	-4,3	+15,0	-1,8	+1,6	+6,8

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
<i>a</i>	7,5	7,9	7,9	12,9	10,9	8,7	9,5	15,2	14,0	5,7	9,5	12,9	5,2	9,5
<i>c</i>	9,8	8,4	9,2	6,5	6,9	6,1	5,3	5,5	6,7	6,9	7,8	6,3	11,2	6,7
<i>b</i>	18,7	20,9	18,7	15,4	16,5	20,3	24,0	10,3	9,8	29,8	17,6	10,7	17,9	11,5
<i>s</i>	64	62,8	64,2	65,2	65,7	64,9	61,9	69,0	69,5	57,6	65,1	70,1	65,3	72,3
<i>a'</i>														22,7
<i>f'</i>	46,8	34,5	39,8	48,87	52,6	33,03	44,0	60,9	54,5	33,5	47,3	70,9	49,1	44,1
<i>m'</i>	38,5	46,5	44,9	39,10	27,75	39,30	31,4	22,6	28,4	47,4	30,7	25	38,3	33,0
<i>c'</i>	14,8	18,6	15,3	13,9	19,7	24,4	24,3	53,4	17,0	19,04	21,9	4,9	12,6	—
<i>n</i>	81,1	91,4	94,3	90,8	91,5	93,7	90,6	95,5	92,0	83,1	90,7	88	89,5	68,2
<i>t</i>	1,3	1,66	1,66	0,9	0,87	1,43	0,9	0,82	0,6	1,72	2,1	0,51	1,3	0,62
φ	3,9	6,2	6,3	8,7	5,19	7,5	2,2	20,8	16,3	7,8	4,9	0	4,9	7,7
<i>Q</i>	+3,2	+1,4	+3,4	-1,9	+2,7	+6,3	-1,9	+2,1	+4,3	-3,1	+3,4	+8,1	+8,2	+18,9

Примечание: 1—основные габбро-диориты (обр. 1789, Подлунный голец); 2—то же (обр. 784, «Северная зона»); 3,4—авгитовые диориты (обр. 990, 980, «Северная зона»), 5,6—то же (обр. 1509, 1581, Подлунный голец); 7—среднезернистые плагиоклазовые диоритовые порфиры (обр. 985, «Северная зона»); 8—то же (обр. 1215, Подлунный голец); 9—кварцосодержащие плагиоклазовые диоритовые порфиры (обр. 992, «Северная зона»); 10—кварцевые диориты (обр. 1527, Подлунный голец); 11,12—мелкозернистые диорит-порфиры крупной дайки (965,961), «Северная зона»); 13—микродиорит-порфирит 1-й генерации (обр. 946, «Северная зона»); 14,15—то же (обр. 1577,1598, Подлунный голец); 16—то же (обр. 825, «Северная зона»); 17,18—микродиорит-порфирит из тонкой дайки 2-й генерации (обр. 989,988, «Северная зона»); 19—монзонит-диорит (обр. 1500, Подлунный голец); 20,21—микродиориты (обр. 1593,1526, Подлунный голец); 22—спессартит (обр. 827, «Северная зона»); 23,24—сиенит-диориты (обр. 1533,1256, Подлунный голец); 25—роговообманковый габбро-порфирит (обр. 1589, Подлунный голец); 26,27—лабрадорный порфирит (обр. 975,781, «Северная зона»); 28—буро-роговообманковый диорит-порфирит

этя унаследованность наших пород от габбро и это, но с наличием реликтовых зерен лабрадора. ностью пород комплекса является малое содержание ельное преобладание натрия над калием. Величина n ется обычно от 84 до 99, редко спускаясь ниже. Обра- мание малая величина ϕ ввиду резкого преобладания



Фиг. 5. Петрохимическая диаграмма габбро-диоритового магматического комплекса a — породы основного тела акмолита; b — породы мощного линейного дайкообразного участка «Северной зоны»; c — дайки габбро-диоритового комплекса; e — дайки комплекса Солгонской интрузии; d — вариационная линия составов магматических пород главного тела акмолита

закисного железа. Насыщенность кремнеземом, определяемая величиной Q , чаще имеет небольшие отрицательные значения, нейтральный или слабый положительный характер. Для кислых разновидностей, которые являются редкими, пересыщенность кремнеземом возрастает до величины 12—16.

Образцы, взятые из разных участков по мощности крупного дайкового тела участка «Северная зона», иллюстрируют изменение состава пород от более основных диоритов, близких по составу авгитовым дио-

ритам, к типичным диоритам. При этом величина Q меняется от -4 до $+15$, остается высоким отношением натрия к калию. В первом образце породы оказалась слабая пересыщенность алюминием.

Составы даек микродиорит-порфиритов образуют на диаграмме группу точек, близкую к диоритам Подлунного гольца. При этом во всех дайках меньше полевошпатовой извести. Так, обр. 13 почти совпадает с обр. 5 авгитового диорита Подлунного гольца, отличается меньшим c' , φ и слабой недосыщенностью кремнеземом. Другие образцы обычно не выходят за уровень основных диоритов. Более редкими являются дифференциаты, близкие к монцонитам (табл. 2, № 19). Это натровые монцонит-диориты, отличающиеся пониженной щелочной характеристикой a и сравнительно высоким значением c .

Микродиорит-порфириты, слагающие тонкие дайки новой, более поздней генерации, также имеют основной состав, располагаясь на уровне авгитовых и основных диоритов, химически сходных с габбро. При этом обр. 18 совпадает с микродиорит-порфиритом обр. 16 ранней генерации. Местами снижение полевошпатовой извести сравнительно с общим уровнем связано с понижением числа вкрапленников основного плагиоклаза.

Среди группы микродиоритовых даек имеются разнообразные породы. Обращает на себя внимание диоритизированный диабаз обр. 25, сохранивший черты основного состава, близкого к оливниновым диабазам. Имеются близкие особенности и в дополнительных характеристиках (см. табл. 2). Отмечается слабая недосыщенность породы кремнеземом.

Главная масса пород этой группы имеет лампрофировый уклон. Два образца — 20 и 21 — в среднем сходны с кварцсодержащими диоритами. Особенности состава отражены в небольшом повышении величины c , сильно понижены значения дополнительной характеристики m^1 . Высокое значение n подчеркивает натровую специализацию в содержании щелочей. Породы, иллюстрированные обр. 22, соответствуют спесартитам. Ряд даек (обр. 23, 24) имеет повышенный щелочной состав и сближается со средними щелочно-земельными роговообманковыми сиенитами. Все они также отличаются высокими значениями n (92—95). В них увеличивается роль железа по сравнению с магнием, а также возрастает отношение окисного железа к закисному. Породы слабо пересыщены кремнеземом.

Дайки лабрадорных порфиритов близки по составу основным породам даек микродиорит-порфиритов. Один образец — 26 — из дайки отвечает по составу средним типам пород. Он близок по химизму средним типам роговообманковых андезитов.

Среди наиболее молодых пород, дайки которых мы связываем с Солгонской гранодиоритовой интрузией, выделяются два типа. К первому принадлежат основные по составу диорит-порфириты с порфировыми выделениями бурой роговой обманки. Они содержат лабрадор, поэтому имеют высокую величину полевошпатовой извести и пониженное значение щелочного параметра. Что касается второй, более кислой, разновидности, содержащей, кроме бурого амфибола, кварц и кислый плагиоклаз, то она во всех деталях практически совпадает с тоналитами. В них также проявляется пересыщенность алюминием, характерная для тоналитов.

Таким образом, в составе древнего габбро-диоритового комплекса наблюдаются две ветви дайковых пород нерасщепленного типа, образование которых совпадает по составу с породами основного тела акмолита и которые имеют тенденцию к образованию слабых натровых щелочных дифференциатов монцонитового типа и пород роговообманкового лампрофирового ряда.

Общая особенность пород, заключающаяся в значительной основности состава, высоком значении полевошпатовой извести и пониженной величине щелочного параметра, указывает на их происхождение в результате диоритизации габбро. Это подтверждается петрографическими данными в виде реликтовых структур, характерных для основных пород, а также остатками габбровых минералов — лабрадора, авгита и титаномагнетита. Характерной является малая величина φ ввиду решительного преобладания закисного железа. Такая особенность определяется составом роговых обманок, что подтверждается также химическими анализами этих минералов. Наконец, общим признаком пород является несмотря на общее низкое содержание щелочей их натровая специализация.

ВЫВОДЫ

В заключение рассмотрения материала по особенностям геологии и петрографического состава габбро-диоритового комплекса, развитого среди спилито-кератофировой формации кембрия на восточном склоне Кузнецкого Алатау, можно сделать следующие выводы:

1. Изучение формы выходов габбро-диоритового комплекса пород характера контактов с использованием многочисленных данных по буровым и горным работам показывает не силловую, а акмолитовую и штоковую формы залегания пород, которые сопровождаются многочисленными дайками. При этом наличие закаленных контактов и флюидальное расположение минералов в этих участках, особенность состава ранних минералов указывают на принадлежность их к магматическим образованиям, что оспаривается отдельными исследователями [7], и на формирование массивов в условиях сравнительно небольших глубин, соответствующих гипабиссальной фации, по Ю. А. Кузнецову [5].

2. В составе комплекса основным развитием пользуются габброиды, претерпевшие перекристаллизацию в форме диоритизации пород. Образованные при этом породы имеют внешнее сходство и разделяются с трудом лишь при детальных петрографических исследованиях. Это сходство подчеркивается однотипным развитием зеленой роговой обманки. Плагноклазы имеют сложный состав ввиду наличия реликтов лабрадора, новых генераций минерала в главной массе породы, наличия зональности и тонкого агрегата вторичных минералов. Все это сильно затрудняет количественный учет содержания анортитовой молекулы, которое в среднем для главной массы пород остается довольно высоким.

3. Габбро-диоритовый магматический комплекс сопровождается дайковыми образованиями нормального и лампрофирового рядов. Прошедшая диоритизация пород также сильно затушевала имеющиеся различия в составах и структурных особенностях пород дайковых образований. В составе дайковой группы пород хорошо различаются по петрографическим особенностям дайки, связанные с более молодой, Солгонкой, гранодиоритовой интрузией. Характерная их особенность заключается в том, что они не подверглись регионально развитому процессу диоритизации. В связи с этим они сохранили черты своеобразия структуры и состава, особенно в отношении первичной специфики темноцветных минералов.

Изученный габбро-диоритовый комплекс в целом соответствует по своему составу и проявлению габбро-диорит-диабазовой формации подлужных зон по Ю. А. Кузнецову [6].

4. Характерной петрохимической особенностью, отражающей унаследованное в породах габбровых признаков, является сдвиг точек составов пород влево в связи с высоким содержанием полевошпатовой извести и пониженным щелочным параметром. Это связано с наличием

остатков основного плагиоклаза в породах. Весьма характерно для пород резкое преобладание закисного железа над окисным и натрия над калием.

5. Анализ химического состава пород позволяет установить хорошо выраженную закономерность изменения состава от основных габбро-диоритов, близких к безоливиновым габбро, до кварцевых диоритов. При этом главная масса пород имеет сравнительно основной состав. Вариационные линии составов пород на диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого, показывают закономерное увеличение щелочного параметра и уменьшение величины полевошпатовой извести, что характерно для нормального хода дифференциации магмы.

Сравнение этих данных с составом пород Спасского и Кузнецовского массивов, расположенных несколько выше в стратиграфическом отношении, показывает закономерности в параллелизме вариационных линий. Вместе с тем эти линии сдвигаются влево ввиду заметного увеличения роли щелочей и уменьшения роли полевошпатовой извести. Это находит свое отражение в общей особенности магмы к накоплению щелочей и кремнезема в верхних горизонтах магматических камер.

В заключение автор выражает глубокую признательность члену-корреспонденту АН СССР Ю. А. Кузнецову за его идеи фациального и формационного анализа магматических комплексов. Будучи его учеником и последователем, автор считает необходимым всесторонне изучать магматические образования в фациальном и формационном плане. Это даст необходимую основу для постановки в широком плане петрологических, а также металлогенических построений.

Надо полагать, что наибольшие трудности в анализе магматических комплексов заключаются в недостаточном фациальном анализе, ибо с изменением обстановки и общих условий один и тот же магматический комплекс приобретает отдельные индивидуальные особенности, затрудняющие сравнительный анализ.

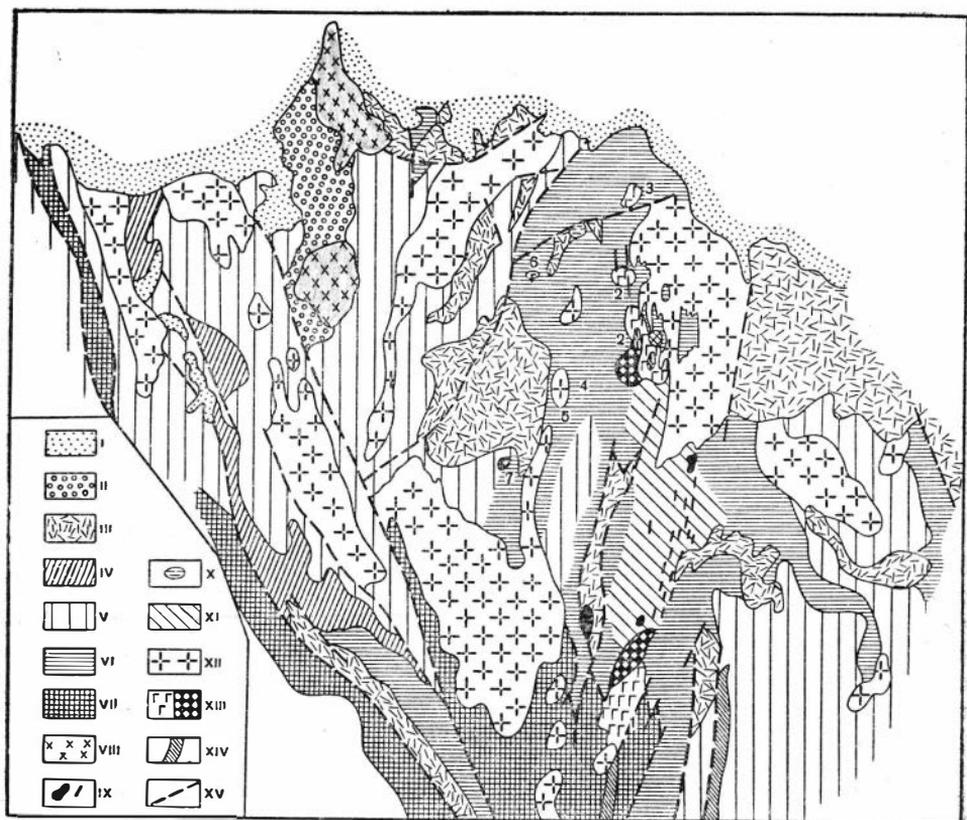
ЛИТЕРАТУРА

1. А. Я. Булытников. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы.— Труды Томского гос. ун-та, 1948, т. 102.
2. А. Я. Булытников. Особенности петрографии рудных полей.— Труды Томского гос. ун-та, 1963, т. 164.
3. Геология СССР, т. XV, ч. 1, 1961.
4. А. Н. Заварицкий. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
5. Ю. А. Кузнецов. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород.— В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, 1960.
6. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
7. Н. А. Фогельман и А. Е. Шабаловский. Условия локализации штокверковых месторождений в пределах Коммунарковского рудного поля на восточном склоне Кузнецкого Алатау.— Труды Нигризолото, 1956, вып. 21.
8. В. М. Ярошевич. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна реки Белый Июс.— Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1962.

ДРЕВНИЙ ГАББРО-СИЕНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В пределах Кузнецкого Алатау внимание исследователей издавна привлекал своеобразный габбро-сиенитовый магматический комплекс, представленный многофазными, обычно воронкообразными и реже трещинными дискордантными интрузивами, сложенными разнообразными габброидами, щелочными и субщелочными сиенитами, нордмаркитами, в небольшом количестве щелочными гранитами, иногда монцонитами и некоторыми другими породами. Комплекс этот известен в Горной Шории, в Батеневском кряже и в северо-восточной части Кузнецкого Алатау — Мариинской тайге. Обычно габбро-сиенитовый комплекс датируют как девонский, к чему в свое время склонялся и один из авторов настоящей статьи [4]. Между тем в последнее время появились данные, свидетельствующие о его более древнем возрасте. Так, недавно С. Л. Халфин [22, 23] показал, что становление этого комплекса в Батеневском кряже, где он известен под названием когтахского комплекса, происходило до момента появления улень-туимских батолитовых гранитов (возраст $С_{т_3}$ —О). Кроме того, в этом же районе галька щелочных сиенитов комплекса обнаружена в кембрийских конгломератах с санаштыкгольской фауной археоциат [19]. Свидетельства додевонского возраста габбро-сиенитового комплекса имеются и в Мариинской тайге. Здесь комплекс рвется мартайгинскими гранитами. Возраст последних формально определяется в интервале от нижнего ордовика до нижнего девона, однако, по некоторым соображениям, вытекающим из анализа особенностей геологического развития Кузнецкого Алатау, становление мартайгинских гранитов следует относить к ордовику или, быть может, к силуру [10]. Факт прорыва габбро-сиенитового комплекса мартайгинскими гранитами, безусловно, заслуживает внимания. Им и вызван интерес к габбро-сиенитовому комплексу Мариинской тайги.

Изучением габбро-сиенитового комплекса северо-восточной части Кузнецкого Алатау занимался ряд исследователей (А. Я. Булытников, А. Р. Ананьев, М. П. Кортусов, В. А. Врублевский, Б. Д. Васильев и др.), и его описанию посвящено несколько работ [8, 9 и др.]. В них содержится обстоятельная характеристика комплекса, однако объем последнего явно преувеличивается за счет отнесения к нему более поздних по возрасту, несомненно девонских образований. Последнее является главной причиной и того, что этому комплексу приписывается девонский возраст. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы заставляют нас трактовать объем и возраст комплекса несколько иначе, чем это принято в настоящее время.



Фиг. 1. Схема размещения массивов габбро-сиенитового комплекса в структурах северной части Кузнецкого Алатау. (Составлена авторами с использованием материалов Л. В. Алабина, А. А. Моссаковского, Г. Ф. Горелова, А. М. Кузнецова, П. А. Пономарева, М. П. Кортусова, В. А. Врублевского и др.)

I — последевонские отложения; *II* — среднедевонские прогибы, выполненные красноцветными алевролитами и песчаниками; *III* — ниже-среднедевонские прогибы, выполненные средними и основными эффузивами, их туфами, редко красноцветными песчаниками, алевролитами и т. д.; *IV* — верхнекембрийско-ордовикский геосинклинальный прогиб; *V* — внутригеосинклинальные прогибы и их переходные зоны, выполненные синийско-среднекембрийскими эффузивно-терригенно-карбонатными отложениями; *VI* — внутригеосинклинальное поднятие, сложенное существенно карбонатными породами сини — среднего кембрия; *VII* — докембрийские выступы (срединные массивы), сложенные протерозойскими кристаллическими сланцами, мраморами и кварцитами; *VIII* — среднедевонский комплекс щелочных гранитов; *IX* — нефелиновые и либенитовые сиениты и др. фельдшпатитовые породы; *X* — габбро-сиенитовый интрузив ниже-среднедевонского магматического комплекса (район Макарака); *XI* — области развития щелочных сиенитов и нордмаркитов неясного возраста; *XII* — мартайгинский гранитоидный комплекс (O-S); *XIII* — габбро-сиенитовый комплекс: *a* — габброиды, *b* — щелочные и субщелочные сиениты, нордмаркиты; *XIV* — гипербазиты; *XV* — дизъюнктивные нарушения

Массивы габбро-сиенитового комплекса: *1* — Большетаскыльский; *2* — Берикольские; *3* — Комсомольский; *4* — массив ключа Мал. Игнатовский; *5* — массив правобережья р. Кундустуял; *6* — Натальевский; *7* — Тихвинский

Распространен габбро-сиенитовый комплекс в центральной части Марининской тайги. Об особенностях его размещения в структурах этой области можно судить по прилагаемой тектонической схеме северной части Кузнецкого Алатау (фиг. 1), которая составлена по материалам геологических съемок этой области и с привлечением работ А. А. Моссаковского [15], Л. В. Алабина [1], Д. И. Мусатова [17], В. В. Хоментовского [24] и других геологов. Как можно видеть из схемы, к основным структурным элементам области относится, во-первых, сложенный про-

герозойскими породами срединный массив в ее южной и юго-западной частях, представляющий собой северную оконечность Терсинского выступа [15]. На северном продолжении этой структуры намечается внутригеосинклинальное поднятие, сложенное главным образом карбонатными породами синия, нижнего и среднего кембрия. Как относительно стабильная, приподнятая (по сравнению с соседними прогибами) структура эта оформилась в синии, по-видимому, с самых первых моментов заложения геосинклинали. Для нее характерен сокращенный разрез синии и кембрия: в пределах этой структуры уже в низах нижнего кембрия отмечаются в ряде мест по присутствию красноцветных конгломератов и песчаников признаки эпиконтинентального режима. Восточнее и западнее поднятия располагаются внутригеосинклинальные прогибы, выполненные мощными зеленокаменными эффузивно-терригенно-карбонатными отложениями синия, нижнего и среднего кембрия. Мощность этих отложений достигает, по данным А. А. Моссаковского [15], в восточном прогибе 7600—7800 м, в западном — 4500—5500 м. История развития восточного и западного прогибов несколько отличается друг от друга.

Первый как самостоятельная структурно-фациальная зона существовал до низов среднего кембрия, после чего в связи с воздыманием этой части Кузнецкого Алатау он прекратил свое существование. В пределах этой зоны установился тот же самый режим, что и на соседнем поднятии. Во второй половине среднего кембрия вся восточная часть области представляла приподнятый массив, осложненный рядом мелких, локализованных вдоль разломов, синклинальных прогибов, в пределах которых происходило накопление главным образом средних и основных эффузивов Бериккульской свиты. В западном прогибе геосинклинальный режим сохраняется до второй половины среднего кембрия, а в ее центральной части — даже в верхнем кембрии и ордовике, где в это время накапливались в узких прогибах молассовые отложения. Последние лежат несогласно на среднекембрийских эффузивах Бериккульской свиты и имеют мощность до 1300 м [15]. Окончательная консолидация западной части области происходила в конце ордовика.

Из всех описанных структур габбро-сиенитовый комплекс Маринской тайги обнаружен только в пределах внутригеосинклинального поднятия и частично — Терсинского выступа. Таким образом, он локализован лишь в пределах структур, которые в течение всего или почти всего периода геосинклинального развития области вели себя как ее малоподвижные участки. В структурах иного типа габбро-сиенитовый комплекс не встречается.

В наиболее типичном выражении габбро-сиенитовый комплекс проявился в южной части области, где он представлен массивом горы Большой Таскыл, и в окрестностях Бериккуля.

Большетаскыльский массив расположен на левобережье р. Кии, занимая площадь около 50 км². В плане массив имеет форму слегка вытянутого в северо-восточном направлении тела и, по-видимому, приурочен к разлому такого же простирания. На юге и юго-востоке он контактирует с протерозойскими гнейсами, амфиболитами, мраморами и кварцитами, на севере — с синийскими известняками и эффузивами. Юго-восточный и северо-западный контакты массива тектонические, северо-восточный и юго-западный — нормальные.

По форме залегания Большетаскыльский массив представляет собой дискордантный воронкообразный плутон, сложенный главным образом габброидными породами — габбро, реже эвкритами, троктолитами и габбро-норитами. Для этих пород в большинстве случаев свойственна прекрасная полосчатость и трахитоидность, которая в плане повторяет в грубых чертах контуры массива и падает по направлению

к его центру под углами 20—75°. В полосчатых разностях габброиды чередуются с анартозитами, полевошпатовыми верлитами и иногда амфиболсодержащими верлитами. Полосы анартозитов и верлитов имеют мощность от 2—3 см до нескольких десятков сантиметров. Особенно часто наблюдаются анартозитовые полосы. Они очень выдержаны по простиранию и иногда при мощности всего лишь в 2—4 см прослеживаются на расстоянии до 20—25 м. Среди габброидов довольно часто, в виде неправильных гнезд и линз, встречаются крупно- и грубозернистые, главным образом роговообманковые, пегматоидные габбро. Следует сказать, что формирование габброидных пород массива представляло собой многоактный процесс и происходило в несколько фаз внедрения. Так, помимо трахитоидных и полосчатых габбро, в пределах массива встречаются явно секущие эти габбро трещинные тела аналогичных по составу среднезернистых габбро массивной текстуры, мощностью до 60—70 и возможно более метров. Кроме того, на восточном склоне гольца среди трахитоидных габбро можно наблюдать залегающее согласно с общей структурой массива и полого падающее к его центру пластообразное тело более мелкозернистых однородных габбро и эвкиртов, мощностью не менее 100—150 м. Породы лежащего бока этого тела испытывают на контакте с трахитоидными габбро ороговывание.

Помимо описанных пород, в составе Большетаскыльского массива имеются роговообманковые диориты, слагающие, по данным Г. А. Иванкина, его нижнюю часть, а в северо-восточной части массива, в районе бывшего прииска Ударного, появляются своеобразные оливин-титан-авгитовые андезиновые габбро, керсутитовые оливин-титан-авгитовые андезиновые габбро, оливин-титан-авгитовые биотитовые диориты, оливиновые олигоклазовые диориты и в большом количестве щелочные сиениты.

Условия залегания и взаимоотношения с нормальными габбро массива андезиновых габбро и оливин-титан-авгитовых биотитовых диоритов не ясны. В образце они выглядят так же, как и нормальные габбро имеют темную окраску, планпараллельную текстуру, и благодаря этому отличить их в поле от нормальных габброидов массива чрезвычайно трудно, а часто совершенно невозможно. Это, естественно, препятствует выяснению взаимоотношений между теми и другими породами, тем более, что обнажена северо-восточная часть Большетаскыльского массива весьма слабо. Между собой же обе разновидности андезиновых габбро и оливин-титан-авгитовые биотитовые диориты связаны взаимными переходами.

Оливиновые олигоклазовые диориты образуют мелкие дайки, мощностью до нескольких десятков сантиметров, секущие андезиновые габбро и оливин-титан-авгитовые диориты. В виде даек наблюдаются также и щелочные сиениты. Последние имеют северо-восточное простирание, располагаясь частью в пределах массива, частью во вмещающих породах. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 8—10 м. Помимо этого, сиениты образуют крупную круто падающую трещинную интрузию, шириной более 2 км. Последняя имеет северо-восточное простирание, близкое к простиранию длинной оси габброидного массива, как бы составляет его продолжение. В своей южной части она сечет габбро массива, но несколько севернее выходит за пределы массива и прослеживается на расстоянии нескольких километров во вмещающих известняках и эффузивах, переходя на правобережье р. Киш.

Андезиновые габбро, оливин-титан-авгитовые биотитовые диориты, оливиновые олигоклазовые диориты и щелочные сиениты Большетаскыльского массива представляют собой единый ряд закономерно м

няющихся по составу пород, наиболее основные члены которого непосредственно примыкают по особенностям своего состава к нормальным габбро массива, и, таким образом, последние связаны с сиенитами серий промежуточных образований. Возникновение этого ряда обязано глубинной и отчасти, возможно, местной дифференциации исходной габброидной магмы. Несомненно глубинными дифференциатами в этом ряду являются оливиновые олигоклазовые диориты и щелочные сиениты. Продуктами местной дифференциации в камере плутона могут оказаться андезитовые габбро и оливин-титан-авгитовые биотитовые диориты, хотя не исключено, что эти породы тоже принадлежат к самостоятельной фазе внедрения интрузии.

Габбро и сиениты Большетаскыльского массива секутся дайками лампрофиров — единитов и спессартитов. Дайки эти имеют меридиональное простирание, крутое падение и мощность до нескольких десятков сантиметров.

Другими представителями рассматриваемого магматического комплекса Мариинской тайги являются тела габброидов, щелочных и субщелочных сиенитов и нордмаркитов окрестностей Берикюля. Залегают они среди андезитовых и диабазовых порфиров Берикюльской (Мундыбашской) свиты среднего кембрия, которые выполняют небольшую синклинали, осложняющую упомянутое выше внутригеосинклинальное поднятие.

Габброиды образуют два крупных тела (одно в районе пос. Старый Берикюль, другое — несколько южнее, в верховьях р. Мокрый Берикюль), а также многочисленные дайкообразные трещинные тела северо-западного простирания, мощностью до нескольких десятков метров, которые, вероятно, являются апофизами крупных тел. Крупные тела габброидов, по-видимому, представляют собой штоки. Первый из них имеет в плане более или менее изометричные очертания и размеры 6×4 км, для второго свойственна удлиненная форма. Он протягивается в северо-западном направлении на расстоянии более 10 км при максимальной ширине 5 км. С этим штоком пространственно сопряжены тела сиенитов и нордмаркитов. Они образуют крупный шток в районе пос. Гавриловка, площадью не менее 10 км², и ряд более мелких штоков и даек субмеридионального простирания северо-восточнее и южнее его. Сиениты и нордмаркиты рвут габбро.

Обращает на себя внимание иная морфология интрузивных тел габброидов района Берикюля по сравнению с Большетаскыльским массивом. Это, видимо, — следствие менее глубинных условий их формирования в пределах более молодой, а следовательно, и залегающей гипсометрически выше, эффузивной толщи.

Габброидные породы окрестностей Берикюля имеют среднезернистую структуру, однородную, реже трахитоидную текстуру и отвечают по составу главным образом габбро, в меньшей мере габбро-норитам и эвкритам. Местами среди них встречаются (но значительно реже, чем в Большом Таскыле) полосчатые разности с полосами анартозитового или полевошпат-верлитового состава. Довольно часто наблюдаются гегматоидные существенно роговообманковые габбро.

Помимо перечисленных пород, в состав габбро-сиенитового комплекса района Берикюля, по-видимому, следует включать лампрофиры, которые по составу аналогичны Большетаскыльским лампрофиром и, подобно им, секут в виде даек берикюльские габбро и сиениты. Некоторые исследователи относят к этому же комплексу развитые в районе дайки сельвсбергитов и нефелиновых сиенитов. Однако есть основания считать, что указанные дайки имеют более молодой возраст. На этом вопросе мы подробнее остановимся ниже. Наконец, не исключена возможность, что с габбро и сиенитами парагенетически связаны

имеющиеся в районе дайки щелочных гранитов. Подобные породы известны, например, в составе горношорских представителей габбро-сиенитового комплекса. Однако в окрестностях Берикуля щелочные граниты могут относиться и к Мартайгинской гранитоидной интрузии, а опровергнуть или доказать эту связь мы пока не в состоянии.

Берикульские габбро, сиениты и другие сопутствующие им породы комплекса аналогичны по своему составу соответствующим породам Большого Таскыла, поэтому ниже мы приведем их совместную петрографическую характеристику.

Габбро состоят из плагиоклаза № 50—90 в количестве 30—65%, ясно окрашенного титан-авгита и редко бесцветного авгита (15—50%), керсутита (3—20%), ильменита, титаномагнетита, магнетита (общее содержание 5—10%), апатита. Довольно обычных минералом породы является оливин, который особенно часто встречается на Большом Таскыле и редко на Берикуле. Максимальное количество его достигает в первом случае 30, во втором — 10—15%. В Берикульских габбро, кроме того, местами наблюдается биотит, однако минерал этот в главной своей массе, если не целиком, наложенный и обязан своим появлением метасоматическим процессам, сопровождавшим становление Мартайгинской гранитоидной интрузии.

Титан-авгит габбро имеет следующие константы: $Ng = 1,716 \pm 0,002 - 1,730 \pm 0,002$; $Np = 1,693 \pm 0,002 - 1,705 \pm 0,002$; $2V = (+44) - (+50)^\circ$ (для Большого Таскыла) и $Ng = 1,714 \pm 0,002 - 1,717 \pm 0,002$; $Np = 1,691 \pm 0,002 - 1,696 \pm 0,002$; $2V = (+54) - (+57)^\circ$ (для Берикуля). Для авгита свойственны: $Ng = 1,704 \pm 0,002$; $Np = 1,678 \pm 0,002$; $2V = (+51) - (+54)^\circ$. Керсутит обладает углом с: $Ng = 7 - 15^\circ$; $2V = (-76) - (-82)^\circ$. Оливин содержит обычно 33—42% фаялитовой молекулы [$Np = 1,699 \pm 0,002 - 1,715 \pm 0,002$; $2V = (-80) - (-82)^\circ$], но в некоторых Таскыльских габбро содержание фаялитовой молекулы в оливине опускается до 17—18% ($Ng = 1,708 \pm 0,002$). Порода имеет панидиоморфнозернистую структуру.

Некоторые вариации в составе габбро приводят к появлению *эвкритов*, *троктолитов* и *габбро-норитов*. Первые из них, обладая тем же минеральным составом и структурой, что и габбро, имеют лишь более основную плагиоклаз — анортит № 90—95. Троктолиты отличаются от отсутствия пироксена, будучи сложенными плагиоклазом, оливином (до 30—40%), керсутитом, рудными минералами и апатитом. В габбро норитах появляется ортопироксен — гиперстен [$Np = 1,699 \pm 0,002 - 1,702 \pm 0,002$; $2V = (-50) - (-51)^\circ$] или бронзит ($Np = 1,670 \pm 0,002$; $2V = \pm 90)^\circ$).

Резкое возрастание в габброидах количества темноцветных минералов влечет за собой появление *полевошпатовых верлитов* и кое-где даже *амфиболсодержащих верлитов*. Уменьшение же содержания цветной составной части породы приводит к образованию анартозитов. О габбро эти породы отличаются лишь иным количественным соотношением минералов при том же их составе. Правда, в некоторых анартозитовых полосах Большого Таскыла наблюдается слабое понижение основности плагиоклаза по сравнению с плагиоклазом вмещающих эти полосы габброидов.

Оливин-титан-авгитовое андезиновое габбро северо-восточной части Большетаскыльского массива сложены андезином № 46—48, оливином с 70% фаялитовой молекулы ($Np \approx 1,770$) в количестве до 40%, железистым титан-авгитом [$Ng = 1,726 \pm 0,002$; $2V = (+50) - (+52)^\circ$], содержание которого достигает 20%, биотитом, керсутитом, ильменитом, титаномагнетитом, апатитом. Структура породы панидиоморфнозернистая. Эти габбро связаны взаимопереходами с *керсутитовыми оливин-титан-авгитовыми андезиновыми габбро*, состоящими из плагиоклаза № 40—

и примерно на 50% из темноцветных минералов (25% — керсутита, 15% — титан-авгита, 5—7% — оливина, остальное — биотит и рудные минералы). Состав этих минералов такой же, как и в предыдущей разновидности андезиновых габбро. Структура породы — гипидиоморфнозернистая.

Оливин-титан-авгитовые биотитовые диориты, сопутствующие андезиновым габбро, состоят из 70—75% андезина № 30—40, биотита (6—10%), оливина, почти всегда небольшого количества титан-авгита, ильменита, титаномагнетита, апатита, иногда керсутита. Пироксен и оливин приобретают в них большую железистость. В первом из них величина Ng возрастает до $1,734 \pm 0,002$ при $2V = (+54)^\circ - (+57)^\circ$, а во втором показатель преломления Np превышает 1,777 (более 73% фаялитовой молекулы). Структура описываемых диоритов в общем сохраняется такой же гипидиоморфнозернистой, как и в керсутитовых андезиновых габбро, но в наиболее кислых представителях этих пород приближается к структуре щелочных сиенитов: плагиоклаз в них приобретает широкотаблитчатые, часто изометричные очертания с неровными зубчатыми контурами, что свойственно плагиоклазам щелочных сиенитов.

Оливиновые олигоклазовые диориты (Большетаскыльский массив). По составу эти породы отвечают разностям, промежуточным между оливин-титан-авгитовыми биотитовыми диоритами и охарактеризованными ниже щелочными сиенитами, сочетая в себе признаки тех и других. Состав они из калиевого олигоклаза № 18—22 в количестве 75%, оливина — приблизительно с 80% фаялитовой молекулы ($Np \approx 1,790$), редких зерен слабо окрашенного титан-авгита, биотита, рудного минерала и апатита. Олигоклаз породы содержит немногочисленные антипертитовые вставки ортоклаза, аналогичные таковым щелочных сиенитов. Структура породы гипидиоморфнозернистая, близкая к структуре щелочных сиенитов.

Щелочные и субщелочные сиениты и нордмаркиты. В образце это розовые или желтые обычно крупнозернистые породы (реже среднезернистые) однородной или трахитоидной текстурой. Их состав: калиевый олигоклаз или альбит-олигоклаз, к которым местами, видимо, присоединяется натровый ортоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит, рудный минерал, апатит. Общее содержание темноцветных минералов в породе 5—12%, в нордмаркитах в количестве 5—8% присутствует кварц. На Большом Таскыле нордмаркиты отсутствуют.

Плагиоклаз породы отвечает № 6—18 (на Берикеле основность его иногда повышается до № 24), имеет угол оптических осей, равный $(+77)^\circ - (+86)^\circ$, но низкий показатель преломления ($Np = 1,527 \pm 0,002 - 1,531 \pm 0,002$), на основании чего он и относится к калиевым разностям. Кристаллы плагиоклаза или тонко сдвойникованы по альбитовому закону, или же лишены двойников. Во всех случаях они содержат вдоль плоскости первого пинакоида тонкие антипертитовые пластинчатые вставки ортоклаза или слаборешетчатого микроклина. Количество вставок бывает самое различное: от незначительного до очень большого, иногда от плагиоклаза остаются лишь редкие мелкие реликты.

Из темноцветных минералов в породе преобладают то пироксен, то роговая обманка. Пироксен меняется по составу от бесцветного железистого авгита [$2V = (+57)^\circ - (+59)^\circ$; $Np = 1,708 \pm 0,002$] до зеленоватого биринсодержащего авгита [$2V = (+68)^\circ - (+70)^\circ$; $c : Ng = 42 - 48^\circ$], причем эти изменения можно наблюдать даже в одном шлифе. Роговая обманка представлена или гастингситом [$c : Ng = 13 - 15^\circ$; $2V = (-54)^\circ - (-63)^\circ$] или же густоокрашенной бурой по Ng и зеленовато-бурой по Np разностью с $c : Ng = 10 - 11^\circ$ и $Np = 1,700 \pm 0,002 - 1,702 \pm 0,002$. Роговой обманкой обычно ассоциирует биотит.

Структура сиенитов — гипидиоморфнозернистая. Для нее свойствен резкий идиоморфизм темноцветных минералов по отношению к полевым шпатам, которые образуют широкотаблитчатые очень неровно очерченные кристаллы с многочисленными заливчиками и выступами вдоль их границ. Для породы весьма характерны дробление и перекристаллизация, часто сопровождавшиеся ее альбитизацией и микроклиннизацией, причем в некоторых образцах щелочной метасоматоз проявился весьма интенсивно. Это особенно характерно для сиенитов Большетаскыльского массива.

Лампрофиды представлены единитами и спессартитами. *Одиниты* состоят из вкрапленников бесцветного авгита и основной массы, сложенной идиоморфными кристаллами желтовато-бурой роговой обманки (15—50%), авгитом (5—30%), лейстами зонарного плагиоклаза № 13—55, рудным минералом, в интерстициях — хлоритом и кальцитом. *Спессартиты* характеризуются следующим минеральным составом: желтовато-бурая, такого же типа, как и в единитах, роговая обманка (30—35%), зонарный олигоклаз № 12—25 (50—55%), редкие ксеноморфные зерна кварца (до 3%), хлорит, тонко рассеянный карбонат, рудный минерал. Структура породы гипидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом роговой обманки по отношению к прочим минералам.

Результаты химических анализов габбро и сиенитов Большетаскыльского и Бериккульского массивов помещены в табл. 1.

Из этой таблицы видно, что габбро относятся к толентовому типу. Для них характерна довольно низкая щелочность, что, между прочим, не вяжется с присутствием в этих породах титан-авгита, керсутита, ильменита, которые обычно свойственны для габброидов с повышенным содержанием щелочей. Габбро обладают несколько повышенным по сравнению со средними типами этих пород содержанием окиси кальция и низкой величиной отношения $a : c$.

Сиениты принадлежат к типичным щелочным разновидностям и очень близки к средним типам указанных пород. Каких-либо существенных отличий от них они не обнаруживают.

На Большом Таскыле и в особенности в районе Берикюля хорошо виден прорыв габбро, а на Берикюле также и сиенитов комплекса мартайгинскими гранитами. Факты эти известны геологам давно. О догранитном возрасте габбро окрестностей Берикюля писали В. К. Мониц [13, 14], В. А. Заварицкий [5] и другие геологи, причем В. А. Заварицкий относил к догранитным образованиям также сиениты и нордмаркиты района. Прорыв мартайгинскими гранитами габброидов Большого Таскыла наблюдали Г. А. Иванкин, П. А. Пономарев и другие исследователи. Тем не менее на факте прорыва комплекса мартайгинскими гранитами следует остановиться подробнее, поскольку это имеет первостепенное значение для выяснения возраста комплекса. Предварительно же следует сказать несколько слов о мартайгинском гранитоидном комплексе.

В 1938 г., описывая этот комплекс в районе Берикюля под названием Бериккульской золотоносной интрузии, В. К. Мониц [13] охарактеризовал его как многофазный. К первой фазе он отнес описанные выше габброиды, ко второй — гранодиориты, тоналиты и гранит-аплиты, которые образуют здесь дайки и мелкие линейно-вытянутые в северо-западном направлении тела, и к третьей фазе — включаемые ныне в состав габбро-сиенитового комплекса щелочные сиениты. Вслед за В. К. Моницем мартайгинский комплекс как многофазный рассматривали, да и рассматривают до сих пор, целый ряд исследователей. Некоторые из них относят его к габбро-плагиогранитному формационному типу [18].

Химический состав габбро и сиенитов Большетаскыльского и Берикольского массивов

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,80	45,78	49,65	62,40	63,44	62,66
TiO ₂	0,50	0,83	1,00	0,66	0,21	0,27
Al ₂ O ₃	21,60	16,68	15,21	17,82	18,61	17,61
Fe ₂ O ₃	1,67	1,46	3,02	2,14	1,59	1,67
FeO	3,89	8,57	7,34	2,02	1,44	2,45
MnO	0,08	0,15	0,18	0,08	0,06	0,07
MgO	6,30	11,14	7,11	0,98	0,42	0,25
CaO	14,67	11,54	13,27	1,40	1,58	1,51
Na ₂ O	1,62	1,65	2,29	6,87	7,41	6,74
K ₂ O	Следы	0,53	Следы	4,46	4,58	6,14
P ₂ O ₅	0,005	—	0,016	0,12	0,032	0,056
H ₂ O	0,14	2,08	0,07	0,19	0,16	0,20
П.п.п	1,33	—	1,26	0,54	0,50	0,29
Сумма	99,60	100,37	100,41	99,69	100,0	99,94

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	2,6	2,3	3,3	20,0	21,1	23,1
<i>c</i>	14,5	4,7	8,8	1,7	1,9	0,2
<i>b</i>	22,4	38,5	29,7	6,2	3,7	5,8
<i>s</i>	60,5	54,5	58,2	72,1	73,3	70,9
<i>t'</i>	26	23,5	33	63	75	65
<i>m'</i>	53	51	41	26	19	7
<i>c'</i>	21	25,5	26	—	—	28
<i>a'</i>	—	—	—	11	6	—
<i>n</i>	100	84	100	50	52	42
<i>Q</i>	+1,3	-1,0	+1,0	+2,5	+2,5	-4,6

Примечание: 1—лейкократовое оливинсодержащее титан-авгитовое габбро, Бериколь; 2—габбро-норит, Бериколь (среднее из двух анализов Д. В. Никитина [13]); 3—оливин-титан-авгитовое габбро, Большой Таскы; 4—щелочной сиенит, Бериколь; 5,6—щелочные сиениты северной части Большетаскыльского массива.

Все химические анализы, за исключением анализа 2, выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

Между тем сам В. К. Монич в той же работе 1938 г. подчеркивал естественную геологическую и тектоническую обособленность габброидных пород района Бериколь по отношению к более поздним гранитоидам, что находится в противоречии с его идеей объединения тех и других образований в один магматический комплекс. Так, на стр. 38 он писал, что гранитоидные породы второй фазы интрузии «тектонически совершенно обособлены от ранее господствовавших тектонических структур и активно взламывали их, как, например, северо-западные структуры «габбровой формации» (так он именовал габброиды, относимые им к первой фазе внедрения). Несколькокими страницами ниже В. К. Монич еще раз подчеркивает, что гранитоидная «интрузия тектонически и петрологически обособлена от более ранних интрузий, пространственно самостоятельна и сохраняет свои характерные особенности на значительной территории» (стр. 49). Таким образом, В. К. Монич, по существу, признавал полнейшую самостоятельность по отношению друг к другу габбро и гранитоидов района Бериколь, и соображения, которые по-

будили его объединять эти породы в один магматический комплекс, в работе не указаны.

В настоящее время становится совершенно ясным, что габброидные породы окрестностей Берикюля никакого отношения к Мартайгинскому комплексу не имеют и вместе с щелочными сиенитами принадлежат к иному — габбро-сиенитовому магматическому комплексу. Таким образом, мартайгинский комплекс представлен здесь лишь породами, относимыми В. К. Моничем ко второй фазе внедрения золотоносной интрузии, т. е. гранодиоритами, тоналитами и гранит-аплитами, а также продуктами метасоматической переработки вмещающих пород, сопровождавшей становление этого комплекса.

Необходимо отметить, что аналогичный состав, разумеется с некоторыми вариациями, мартайгинский комплекс имеет и в других частях Мариинской тайги, будучи сложным гранодиоритами, гранитами, тоналитами и другими породами, которые в окраинных частях массивов обычно сменяются кварцевыми диоритами и диоритами. Последние по целому ряду признаков относятся к группе метасоматических образований [3]. Согласно воззрениям Ю. А. Кузнецова [10] и данным новейших исследований А. Н. Дистановой, мартайгинский комплекс относится к формации гранитоидных батолитов «пестрого состава» и обязан своим происхождением процессам магматического замещения. Магматическому замещению сопутствовал интенсивный метасоматоз вмещающих пород (ранний метаморфизм стадий гранитизации, по Д. С. Коржинскому [6]), приведший к их амфиболизации, биотитизации, калишпатизации и другим изменениям, в частности к появлению упомянутых выше кварцевых диоритов, диоритов, местами сиенито-диоритов, монцититов и т. д. Эти изменения очень широко проявились в районе Берикюля, где им подвержены все вмещающие мартайгинский комплекс, породы, включая интересующие нас габбро и сиениты. С характеристиками их мы и начнем описание прорыва мартайгинскими гранитами пород габбро-сиенитового комплекса. Остановимся сначала на изменениях, наблюдаемых в габброидах.

Метасоматоз габброидов обычно начинается с появления в них актинолита ($c: Ng = 12-16^\circ$; $Ng = 1,663 \pm 0,002 - 1,665 \pm 0,002$; $Np = 1,643 \pm 0,002 - 1,647 \pm 0,002$), иногда в ассоциации с тремолитом, которые замещают темноцветные минералы, развиваются вдоль трещин, зон дробления, образуют мелкозернистые агрегаты нематобластовой структуры, нередко дают сравнительно крупные изометричные таблитчатые кристаллы. При далеко зашедшей амфиболизации содержание актинолита возрастает в породе до 40—50%, причем никакие другие темноцветные минералы, кроме рудного, не сохраняются. Актинолиту в измененных габброидах часто сопутствует биотит ($Nm = 1,654 \pm 0,002 - 1,664 \pm 0,002$), количество которого иногда достигает 10—15%. Он точно так же развивается вдоль трещин, зон дробления, образует мелкочешуйчатые скопления, иногда крупные, лапчатой формы кристаллы. Амфиболизация и биотитизация габбро при значительной их интенсивности сопровождаются понижением основности плагиоклаза породы с одновременным изменением характера строения зерен этого минерала. Кристаллы плагиоклаза приобретают или зонарность или же чрезвычайно своеобразное пятнистое строение и состоят в таком случае как бы из отдельных блоков, порою весьма причудливой формы, центральные части которых сложены лабрадором, а периферия — андезином. Такие пятнистые кристаллы часто обрастают с периферии концентрическими каемками кислого андезина и даже олигоклаза, с содержанием анортитовой молекулы до 16%.

Попутно с понижением основности плагиоклаза в породе нередко появляются, совместно или порознь, калиевый полевой шпат [обычн

нерешетчатый микроклин с $2V = (-77) - (-84)^\circ$; $Nm \perp (001) = 9 - 12^\circ$; $Ng \perp (001) = 80 - 82^\circ$; $Np = 1,520 - 1,522$] и кварц. Они образуют ксеноморфные зерна в промежутках между кристаллами плагиоклаза и темнокветных минералов. Калиевый полевой шпат часто резорбирует плагиоклаз. Количество его колеблется от долей процента до 20%, количество кварца — от 1 до 15—20%. В результате всех этих изменений габброиды преобразуются в роговообманковые диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, иногда даже породы, близкие по составу гранодиоритам. Эти образования довольно широко распространены в районе Берикуля. В. К. Монич [13] включал их в свое время в состав габбровой интрузии.

Описанные изменения габброидов в связи с ранним метаморфизмом стадии гранитизации наиболее распространены и типичны для окрестностей Берикуля. Особенно широко здесь проявились самые начальные стадии этого процесса, т. е. амфиболизация и биотитизация пород. Данные изменения имеют площадное распространение, охватывают значительную территорию и обнаруживаются буквально в каждом образце габброидов. Значительно реже дело доходит до образования сиенито-диоритов и кварцевых диоритов. Они образуют или бесформенные или линейно-вытянутые тела, мощностью до нескольких десятков метров, очевидно, приуроченные к зонам наиболее интенсивной циркуляции сквозьмагматических растворов.

В некоторых случаях метасоматоз габброидов шел несколько иным путем. Уже на самых начальных стадиях этот процесс приводил к появлению в породе калишпата (решетчатого или нерешетчатого микроклина), небольшого количества кварца и довольно обильного биотита при весьма скромной роли актинолита. Состав этих минералов сохраняется такой же, как и в ранее описанных измененных габброидах. Для первого из них свойственны следующие константы: $2V = -84^\circ$; $Nm \perp (001) = 10 - 12^\circ$; $Ng \perp (001) = 78 - 80^\circ$; $Np \perp (001) = 80 - 82^\circ$; $Np = 1,520 - 1,522$; для биотита $Nm = 1,654 \pm 0,002 - 1,664 \pm 0,002$; для актинолита $c : Ng = 11 - 15^\circ$; $Ng = 1,665 \pm 0,002$; $Np = 1,645 \pm 0,002$. Микроклин всегда образует ксеноморфные зерна, обычно резорбирующие кристаллы плагиоклаза. Биотит и актинолит наблюдаются или в виде неметабластовых мелкозернистых агрегатов, локализующихся вдоль трещин и зон дробления, или же в виде отдельных сравнительно крупных идиоморфных кристаллов. Появление перечисленных минералов сопровождается разложением пироксена габброидов, который частично замещается актинолитом, иногда с примесью биотита. В сильно измененных разностях пород состав пироксена меняется до зеленоватого авгита с углом $2V = (+55) - (+56)^\circ$; $Np = 1,704 \pm 0,002 - 1,707 \pm 0,002$. Оливин с самого начала разлагается с возникновением по нему псевдоморфоз из идингсита, талька и рудного минерала. Плагиоклаз габброидов на ранних стадиях изменения не претерпевает никаких превращений, сохраняя тот же состав и облик, что и в неметаморфизованных породах. Однако в дальнейшем основность плагиоклаза понижается до № 45—55, а кристаллы его приобретают такое же пятнисто-зональное строение, как и в ранее рассмотренных случаях.

В результате всех описанных преобразований за счет нормальных габброидов окрестностей Берикуля возникали породы, отвечающие по составу микроклиновым габбро, габбро-монцитам, диорит-монцитам. Они состоят из плагиоклаза, пироксена, микроклина, биотита, актинолита, кварца, рудных минералов и апатита. Количественное соотношение этих минералов бывает в зависимости от степени изменения породы самым разнообразным. В частности, содержание микроклина и биотита варьирует от долей процента до 20% каждого. Содержание актинолита достигает максимум 10%, кварца — 5%.

Следует сказать, что близкие по составу Берикольским породам монцонитоидные породы известны в ассоциации и с другими представителями габбро-сиенитового комплекса Кузнецкого Алатау. В частности, недавно С. Л. Халфин [22, 23] описал авгитовые диорит-монциты в составе Когтахского плутона, где они принадлежат, по его мнению, к самостоятельной, предшествующей появлению габбро фазе внедрения интрузии. Данное заключение дало С. Л. Халфину основание говорить о присутствии в составе габбро-сиенитового комплекса монцонитоидных пород, причем этот вывод он распространяет и на габбро-сиенитовый комплекс Мариинской тайги [23], побудительным моментом для чего явилось отнесение В. К. Моничем [13] описанных выше микроклиновых габбро, габбро-монцитов и диорит-монцитов района Берикюля (Монич именовал их ортоклазовым габбро и сиено-габбро) к габбровой интрузии. Однако мы согласиться с этой точкой зрения не можем. По нашим данным, берикольские микроклиновые габбро, габбро-монциты и диорит-монциты являются продуктами метасоматического изменения габброидов габбро-сиенитового комплекса в связи с формированием Мартайгинской гранитоидной интрузии.

Наряду с описанными изменениями габброиды подвержены ороговению: кварц-амфибол-плагиоклазовые и кварц-пироксен-плагиоклазовые роговики пользуются большим распространением в районе Берикюля.

Не менее часто, чем в габброидах, следы раннего метаморфизма стадии гранитизации можно наблюдать в щелочных сиенитах и нордмаркитах окрестностей Берикюля. В последних сплошь и рядом можно видеть явно наложенные, развивающиеся вдоль трещин и зон дробления мелкозернистые агрегаты обычно лучистого актинолита такого же состава, как и в измененных габброидах ($c:Ng=13-15^\circ$; $Np=1,644 \pm \pm 0,002-1,645 \pm 0,002$). Актинолиту нередко сопутствует биотит ($Nm=1,656 \pm 0,002-1,668 \pm 0,002$), иногда тремолит, слабощелочная роговая обманка [$c:Ng=13-15^\circ$; $2V=(-54)-(-63)^\circ$; $Np=1,665 \pm 0,002$], местами апатит, рудный минерал, хлорит, сфен и циркон. Полевой шпат сиенитов в таких зонах претерпевает перекристаллизацию с возникновением мелкозернистых гранобластовых агрегатов. Временами здесь появляется кварц.

Габбро и сиениты окрестностей Берикюля не только испытывают связанные с формированием мартайгинского гранитоидного комплекса метасоматические изменения, но и непосредственно прорываются гранодиоритами и гранит-аплитами этого комплекса. Прорыв габброидов дайками названных пород можно наблюдать в ряде мест южного тела габброидов. Прорыв сиенитов дайками гранодиоритов хорошо виден на левобережье р. Мокрый Берикюль в нескольких километрах выше пос. Новый Берикюль. Гранодиориты, рвущие габбро, имеют следующий состав: кварц (около 20%), зонарный плагиоклаз (андезин-олигоклаз № 16—34)—38—46%, решетчатый или нерешетчатый микроклин (29—31%), роговая обманка (3—5%), биотит (до 3%), рудный минерал, апатит, сфен. Роговая обманка представлена в породе частью густо-зеленой разностью ($c:Ng=7^\circ$; $2V=-72^\circ$; $Np=1,664 \pm 0,002$), частью же актинолитом, аналогичным таковому из вмещающих измененных пород [$c:Ng=11^\circ-15^\circ$; $2V=(-76)-(-78)^\circ$; $Ng=1,666 \pm 0,002$; $Np=1,645 \pm 0,002$]. Микроклин имеет те же оптические константы, что и микроклин, появляющийся в метаморфизованных габброидах [$2V=(-84)-(-82)^\circ$; $Nm \perp (001)=9-11^\circ$; $Ng \perp (001)=80-85^\circ$; $Np=1,520-1,522$]. Близкий состав имеет и биотит гранодиоритов ($Nm=1,657 \pm \pm 0,002-1,668 \pm 0,002$). Для породы свойственна гипидиоморфнозернистая структура, характеризующаяся резким идиоморфизмом пла-

гиоклаза и темноцветных минералов по отношению к кварцу и микроклину.

Гранодиориты, секущие сиениты, по данным четырех подсчетов, сложены кварцем (23,3%), зонарным андезин-олигоклазом № 12—34 (41,8%), микроклином (26,4%), роговой обманкой (2,7%), биотитом (5,2%), рудным минералом и аксессуариями. Состав микроклина, роговой обманки и биотита здесь точно такой же, как и в гранодиоритах, рвущих габброиды. Структура породы такая же гипидиоморфнозернистая.

Гранит-аплиты, дайки которых наблюдаются среди габброидов, состоят из кварца (до 30%), альбит-олигоклаза, микроклина, небольшого количества биотита, роговой обманки, магнетита, апатита. Породы образуют мелко- или среднезернистой аплитовидной, местами гранитовой структурой.

Прорыв мартайгинскими гранитами габброидов габбро-сиенитового комплекса имеет место и на Большом Таскыле. Он хорошо наблюдается по кл. Александровскому, где с юга к Таскыльскому массиву примыкает шток гранитов, площадью около 3—4 км². Сложены эти граниты кварцем (30%, среднее из пяти подсчетов), зонарным олигоклазом № 10—28 (47,0%), свежим решетчатым микроклином (24,8%), обыкновенной и темно-зеленой роговой обманкой с углом $c: Ng = 9—14^\circ$; $2V = -80^\circ$; $Np = 1,668 \pm 0,002$ (2,9%), биотитом (1,7%), рудным минералом, сфеном, Структура породы гипидиоморфнозернистая, такого же типа, как и в гранодиоритах района Берикуля. На контакте с гранитами габбро Большого Таскыла сильно разгнейсованы, амфиболизированы, микроклинизированы, участками скарнированы. Они инъецированы многочисленными жилками гранитного материала. Сами граниты в эндоконтакте обогащены микроклином, содержат ксенолиты габбро, почти целиком переработанные в амфиболиты. Становление гранитов в районе Большого Таскыла, по-видимому, так же, как и на Берикуле, сопровождалось интенсивным метасоматическим изменением габброидов, в частности их амфиболизацией, которая наблюдается в пределах массива в довольно широких масштабах. Продуктами такого изменения могли явиться и упомянутые выше роговообманковые диориты нижней части плутона. Однако явления эти здесь не исследованы и требуют дальнейшего изучения.

Большетаскыльский и Берикульский массивы являются хотя и наиболее типичными, но не единственными представителями габбро-сиенитового комплекса Маринской тайги. Помимо них, в состав комплекса входит габброидный массив района пос. Комсомольска. Залегает он среди среднекембрийских эффузивов берикульской свиты и сложен габбро, габбро-норитами, норитами, эвкритами, которые во всех отношениях совершенно идентичны аналогичным породам Берикуля и Большого Таскыла и, подобно им, отчетливо рвутся и метаморфизуются гранитами мартайгинского комплекса. Такого же типа габбро в ассоциации с рвущими их щелочными сиенитами были встречены нами в левом борту кл. Малого Игнатовского, на восточном склоне высоты 706 м. Состоят они из лабрадора № 53—60, светло-сиреневого титанавгита [$2V = (+48) - (+56)^\circ$; $Ng = 1,717 \pm 0,002 - 1,719 \pm 0,002$; $Np = 1,695 \pm 0,002 - 1,697 \pm 0,002$] в количестве 15—30%, разложенного оливина (7—10%), керсутита [$c: Ng = 8 - 10^\circ$; $2V = (-79) - (-82)^\circ$]; рудного минерала, апатита. Сопутствующие им щелочные сиениты сложены калиевым олигоклазом № 12—16 с обильными вростками ортоклаза, сильно разложенным эгирин-авгитом (7—10%), рудным минералом и апатитом. Породы имеют крупнозернистое сложение и точно такую же микроструктуру, как и в ранее описанных сиенитах. По соседству с этими габбро и сиенитами на поверхность выходит крупное тело мар-

тайгинских гранитов, сопровождаемое большими полями метасоматически измененных пород. Этим изменениям подвергаются и габбро, причем в таком же выражении, как и в окрестностях Берикюля. Они сильно амфиболизуются, биотитизируются, преобразуются в диориты и кварцевые диориты.

Аналогичные габбро, претерпевшие точно такие же изменения, имеются в правом борту ручья Кундустуюл, на 1,5—2 км выше его устья, где они залегают вблизи южного контакта тела мартайгинских гранитов. Помимо габбро, здесь же встречаются щелочные сиениты, которые образуют крупную трещинную интрузию северо-западного простирания, мощностью до нескольких сот метров. Следов метаморфизма в щелочных сиенитах не улавливается.

Таким образом, древний габбро-сиенитовый комплекс распространен в Мариинской тайге довольно широко, и приведенными примерами объем его не ограничивается. К нему, видимо, относятся габброиды, обнажающиеся на правом берегу р. Киш, севернее Большетаскыльского массива [8], а также Тихвинский диорито-сиенитовый массив на левобережье р. Кундат, который, по-видимому, тоже метаморфизуется мартайгинскими гранитами. К этому же комплексу, вероятно, следует отнести габбровый массив района Натальевки, интрузив горы Пестрой и некоторые другие массивы. В состав габбро-сиенитового комплекса, возможно, следует включать, по крайней мере в какой-то своей части, массивы щелочных сиенитов и нордмаркитов, развитые в большом количестве в центральной части Мариинской тайги — между районом Берикюля на севере и Большим Таскылом на юге. Эти сиениты и нордмаркиты по минеральному составу, структуре и петрохимическим особенностям практически не отличаются от аналогичных пород того же района Берикюля и, например, М. П. Кортусовым [8, 9] относятся к габбро-сиенитовому комплексу. Однако не исключено, что данные породы, во всяком случае часть их, могут иметь и более молодой возраст, будучи связанными с девонским магматизмом Мариинской тайги. Между прочим, многие геологи именно таким образом и рассматривают возрастное положение не только этих, но вообще всех щелочных сиенитов и нордмаркитов области [20 и др.]. Они отрывают их от габбро, относя последние к догранитным образованиям, а сиениты и нордмаркиты объединяют в самостоятельную интрузию девонского возраста.

Целиком согласиться с этой точкой зрения, конечно, нельзя, но рациональное зерно, возможно, в ней имеется, и часть щелочных сиенитов и нордмаркитов Мариинской тайги, вероятно, действительно имеет девонский возраст. Следует иметь в виду, что в пределах Саяно-Алтайской области, например в районе Красноярска и по восточной окраине Минусинского межгорного прогиба, известны несомненно девонские, рвущие эффузивы Быскарской серии щелочные сиениты и нордмаркиты, которые похожи на сиениты и нордмаркиты древнего габбро-сиенитового комплекса Кузнецкого Алатау. Не исключена возможность, что подобные интрузивы имеются и в Мариинской тайге, тем более, что девонские изверженные породы развиты здесь в значительных масштабах и среди них имеются образования, близкие по своему составу к щелочным сиенитам и нордмаркитам.

Девонские изверженные породы Мариинской тайги представлены, во-первых, эффузивами и пирокластами, которые выполняют в пределах области ряд мелких грабен-синклиналильных прогибов. Возраст их обычно датируется как нижний — средний девон. Эффузивы отвечают по составу андезитовым и в меньшей мере диабазовым порфиритам. Андезитовые порфириты обнаруживают слегка повышенную щелочность, для них в большинстве случаев свойственна интенсивная автоме-

тасоматическая альбитизация. С этими эффузивами пространственно ассоциируют дайки, редко мелкие штоки и, вероятно, силлы кварцевых и бескварцевых микросиенит-порфиров. В образце это желтовато-бурые, бурые до кирпично-красных порфировые породы с мелкозернистой или афанитовой основной массой. Вкрапленники в них представлены альбитом или сильно пертитизированным калиевым полевым шпатом; основная масса сложена удлиненными, изометричными или же волокнистыми кристаллами альбита и калишпата, обильной сыпью тонко рассеянных окислов железа, небольшим количеством серицита, хлорита, мелких зернышек рудного минерала, рутилом, апатитом. В кварцевых разностях в количестве 3—10% присутствует кварц, содержание которого иногда повышается до 15—20%.

Из полевых шпатов в породе обычно преобладает альбит, который нередко целиком вытесняет калишпат. Чаще всего он представлен № 4—8, иногда доходит до № 12. В ряде случаев альбит относится к калийсодержащим разностям, хотя проверить это бывает обычно трудно, так как минерал, как правило, переполнен пылевидными включениями окислов железа, в связи с чем замерить его показатели преломления невозможно. В тех же редких случаях, когда это удается сделать, кристаллы альбита обнаруживают более низкие показатели преломления, чем следует ожидать из замера их номеров на Федоровском столике.

Микросиенит-порфиры обладают довольно своеобразным химизмом. При относительно невысоком значении величины a , равной обычно 12,2—16,5, они характеризуются очень низким содержанием полевошпатовой извести ($c=0,2—0,7$, редко до 1,3) и значительной величиной b , равной 7,4—14,7, а иногда даже доходящей до 18,6. Для них свойственны высокие отношения — $a : c = 13—76$ и $(Na_2O + K_2O) : (Al_2O_3) = 0,86—1,00$, причем по величине последнего отношения микросиенит-порфиры должны быть отнесены в соответствии с диаграммой И. В. Лучицкого [12] к щелочным породам. По петрохимическим особенностям микросиенит-порфиры достаточно четко отличаются в своей главной массе от сиенитов и нордмаркитов древнего габбро-сиенитового комплекса. Однако среди них имеются разности, химизм которых очень близок к химизму этих сиенитов и нордмаркитов. Так, например, встречаются кварцевые и бескварцевые микросиенит-порфиры, для которых свойственны следующие числовые характеристики: $a = 19—20$, $c = 0,5—1,1$, $b = 4,9—7,8$, $s = 71,8—75,6$. Если эти породы имеют более глубинные аналоги — а такая возможность не исключена, то они должны быть похожи на древние сиениты и, вероятно, могут ошибочно отождествляться с ними. Это обстоятельство и является одной из причин, заставляющей нас допускать возможность существования в Мариинской тайге девонских щелочных сиенитов.

Еще большее сходство с древними щелочными сиенитами обнаруживают близкие по составу к микросиенит-порфирам кварцевые сельвсбергиты района Берикюля. В образце это розовые или бурые, почти всегда порфировые мелкозернистые породы, состоящие из калиевого альбита и альбит-олигоклаза № 8—15 [$2V = (+79) — (+82)^\circ$; $Np = 1,524—1,525$], отчасти, возможно, натрового ортоклаза, рибекита и арфведсонита (3—15%), кварца (3—8%), рудного минерала и аксессуариев. Некоторые исследователи связывают эти сельвсбергиты с щелочными сиенитами, однако еще В. А. Заварицкий [5] указывал, что сельвсбергиты и щелочные сиениты — разновозрастные породы, так как первые из них рвут мартайгинские граниты и потому с полным правом могут быть отнесены к девонским образованиям.

К девонским образованиям Мариинской тайги принадлежат также нефелиновые сиениты и либнеритовые сиениты, редко фонолиты и дру-

гие фельдшпатитовые породы. Распространены они здесь весьма широко и являлись предметом изучения многих геологов [7, 8, 9, 20]. Нефелиновые породы известны главным образом в центральной части области, в меридиональной полосе Большой Таскыл — Берикуль, и несколько западнее ее. Они образуют мелкие штоки и многочисленные дайки меридионального, реже — широтного простирания, мощностью от 1—2 до 200 м. В промежутке между Большим Таскылом и Берикулем эти породы пространственно сопряжены с телами развитых здесь щелочных сиенитов, которые они секут во всех случаях [7]. Имеются нефелиновые сиениты и в окрестностях Берикуля. По данным В. А. Врублевского, они образуют здесь серию даек северо-западного простирания, мощностью 3—12 м, прослеживающихся в полосе шириной 1,5—2 км и протяженностью до 10 км.

Нефелиновые породы все исследователи считают комагматами щелочных сиенитов, во всех случаях относя те и другие образования к одному магматическому комплексу. Сторонники существования в Маринской тайге девонского габбро-сиенитового комплекса включают нефелиновые породы в состав последнего, рассматривая их в качестве завершающей фазы становления комплекса. Наши данные не согласуются с этими представлениями. Нефелиновые породы в целом ряде пунктов Маринской тайги (у пос. Большая Семеновка, в бассейне р. Талановки, по р. Кие, в верховьях кл. Петропавловка — левого притока р. Большой Тулуул — и в некоторых других местах) рвут девонские или проблематично девонские эффузивы, а поэтому должны рассматриваться, по крайней мере в большей своей части, как образования более молодые, нежели породы габбро-сиенитового комплекса. Вместе с тем не исключена возможность, что часть нефелиновых пород может быть связанной и с древним габбро-сиенитовым комплексом, поскольку нефелиновые сиениты в очень небольшом количестве описываются, например, в составе Горношорских представителей этого комплекса.

Нефелиновые сиениты, подробную характеристику которых можно найти в работах М. П. Кортусова [7, 8, 9], близки по своему составу к щелочным сиенитам, отличаясь от них, по существу, лишь присутствием нефелина. В некоторых разновидностях этих пород количество нефелина бывает очень низким, к тому же он часто замещается либенеритом, и такие нефелиновые сиениты очень напоминают собой ранее описанные щелочные сиениты. В них точно так же присутствует калиевый альбит-олигоклаз с многочисленными антипертитовыми вростками ортоклаза, что еще больше усиливает их сходство с этими породами. Не исключена возможность, что нефелиновые сиениты могут давать переходы к типичным щелочным сиенитам. Такая картина, вероятно, имеет место в штоке нефелиновых и либенеритовых сиенитов района пос. Большая Семеновка, где наряду с нефелиновыми породами описываются и щелочные сиениты [8, 9]. Эти обстоятельства еще более обосновывают предположение о возможном девонском возрасте части щелочных сиенитов Маринской тайги.

Помимо приведенных соображений, свидетельствующих в пользу девонского возраста некоторых щелочных сиенитов области, имеются указания на то, что дайки щелочных сиенитов рвут в бассейне р. Большой Тулуул эффузивы, которые обычно принято относить к девону. Правда, девонский возраст этих эффузивов твердо не доказан, а отсюда и вывод о принадлежности к девону рвущих их сиенитов также является не вполне надежным, но иметь в виду эти данные, конечно, следует.

Девонские эффузивы, микросиенит-порфиры и нефелиновые породы Маринской тайги по своему составу, химизму, условиям залегания

и ряду других признаков аналогичны подобным породам ниже-среднедевонской вулканогенной серии западной окраины Назаровской впадины Минусинского межгорного прогиба. Последние представлены диабазовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами, в меньшей мере трахиандезитами, эссексит-диабазами и другими щелочными базальтоидными породами, дайками и силлами кварцевых и бескварцевых микросенит-порфиоров, нефелиновыми сиенитами, фоолитами, берешитами и т. д. Для всех этих пород, быть может за исключением части щелочных базальтоидных пород и берешитов [2, 16, 21], хорошо доказывается общность происхождения. А это обстоятельство позволяет говорить и о комагматичности рассмотренных выше девонских магматических образований Мариинской тайги. Их следует объединять в один магматический комплекс ниже- и отчасти среднедевонского возраста, относя его по особенностям состава к трахиандезитовому формационному типу [11]. В состав этого комплекса, разумеется, должны включаться и массивы возможных девонских щелочных сиенитов.

Важной особенностью ниже-среднедевонского магматического комплекса Мариинской тайги является присутствие в его составе габбро-сиенитовых интрузивов. Один из таких интрузивов известен на левом берегу р. Кии против пос. Макарак. Он рвет картируемые здесь как девонские андезитовые и диабазовые порфириты и хорошо прослеживается вдоль борта реки на расстоянии около 650 м. Сложен интрузив главным образом габбро, которые инъецируются многочисленными, особенно в южной части массива, жилками сиенита, мощностью от нескольких миллиметров до 20—30 см. Жилки весьма невыдержанные по мощности и простираению, быстро выклиниваются. Ориентировка их бывает самая различная, иногда они образуют густую тонкую сеть. Крупное тело сиенитов наблюдается лишь в южной части массива. Здесь сиениты слагают шток, прослеживающийся вдоль реки на протяжении 80 м и контактирующий на севере с габбро интрузива, на юге — с вмещающими породами.

Габбро массива весьма однородны по составу и облику. Это крупнозернистые породы с величиной зерна до 1 см. Состоят они из лабрадора № 60—65, бесцветного диопсид-салита ($N_g = 1,710 \pm 0,002$; $2V = (+54) - (+56)^\circ$), редких зерен магнетита и акцессориев. Иногда в них встречаются зерна разложенного оливина. Общее содержание темноцветных минералов в породе равно 40—50%. Очень характерно строение описываемых габбро. Они обладают типичной офитовой структурой. Пироксен образует совершенно ксеноморфные зерна, как бы цементирующие кристаллы полевого шпата породы.

Сиениты массива представлены мелкозернистыми в жилках и крупнозернистыми в штоке южной части интрузива разностями. Мелкозернистые сиениты сложены призматически-зернистым агрегатом слегка пертитизированных кристаллов калиевого полевого шпата, густо-зеленой роговой обманкой (10—15%), эпидотом и рудным минералом. Крупнозернистые сиениты состоят из пертитизированного калишпата и отчасти, возможно, калиевого альбит-олигоклаза и довольно обильной слюды, которая образует мелкочешуйчатые агрегаты — часто в ассоциации с тонкой сыпью окислов железа и карбонатом. Агрегаты эти или имеют угловатые очертания, выполняя промежутки между зернами полевого шпата, или же приобретают более или менее изометричные контуры, напоминая в таком случае псевдоморфозы по какому-то минералу. Количество слюды достигает в породе 15—20%. Крупнозернистые сиениты по своему минералогическому составу, строению и химизму аналогичны либнеритовым сиенитам, часто встречающимся в телах нефелиновых сиенитов Мариинской тайги, и, хотя они не

содержат никаких следов нефелина, вероятно, тоже могут быть отнесены к либнеритовым сиенитам.

Сопоставление габбро-сиенитового массива района Макарака с интрузивами древнего габбро-сиенитового комплекса сразу же обнаруживает ряд отличительных особенностей. Прежде всего довольно хорошо отличаются друг от друга габбро. В интрузивном штоке района Макарака они лишены керсутита, титан-авгита, ильменита и, кроме того, обладают своеобразной крупнозернистой офитовой структурой, которую в древних габбро наблюдать не приходилось.

Достаточно четко отличаются по своему составу от заведомо древних сиенитов и крупнозернистые сиениты района Макарака. Они представлены либнеритовыми разностями, характерными для массивов девонских нефелиновых сиенитов Мариинской тайги, тогда как в составе древнего габбро-сиенитового комплекса подобные породы не встречаются.

Таким образом, габбро-сиенитовый интрузив района Макарака существенно отличается от массивов древнего габбро-сиенитового комплекса. Не исключено, что существующие между ними признаки различия могут быть использованы и в других случаях для разделения девонских и додевонских габбро-сиенитовых интрузивов. Однако уверенности в универсальности этих признаков нет, поскольку нам пока известен лишь один массив, чего, конечно, недостаточно для характеристики особенностей состава и строения такого рода девонских массивов области вообще.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Габбро-сиенитовый комплекс северо-восточной части Кузнецкого Алатау имеет древний (догранитный) возраст. Он рвет среднекембрийские эффузивы Бериккульской свиты, а сам, в свою очередь, прорывается мартайгинскими батолитовыми гранитами ордовикского или, в крайнем случае, силлурийского возраста. Следовательно, становление комплекса происходило до момента окончательной стабилизации Кузнецкого Алатау и перехода его к режиму молодой платформы [10].

2. Структурно комплекс приурочен частью к срединному массиву, сложенному протерозойскими породами, частью же и главным образом к синийско-среднекембрийскому внутригеосинклинальному поднятию, которое в течение всего (или по крайней мере большей части) геосинклинального цикла развития области вело себя как малоподвижная положительная структура. К тому же формирование пород комплекса происходило в момент, когда восточная часть Мариинской тайги представляла собой достаточно консолидированную (хотя и не полностью) орогенную структуру. Именно эти обстоятельства и предопределили такие специфические особенности габбро-сиенитового комплекса, как щелочное направление дифференциации, присутствие в его составе дискордантных воронкообразных стратифицированных интрузивов и др., т. е. признаки, указывающие на формирование комплекса в относительно спокойной тектонической обстановке. Интересно, что внедрение массивов комплекса происходило в момент, когда в восточной части области перестали существовать две различные структурно-фациальные зоны (внутригеосинклинальный прогиб и поднятие) и вся область представляла собой, по существу, единую орогенную структуру с единым геотектоническим режимом. Тем не менее комплекс приурочен лишь к той части этой структуры, которая в синии, нижнем кембрии и нижней половине среднего кембрия вела себя как внутригеосинклинальное поднятие. Таким образом, на появление габбро-сиенитового

комплекса влияли не только тот тектонический режим, который существовал в момент формирования пород комплекса, но и главным образом вся предшествующая история геотектонического развития данного участка литосферы, начиная по крайней мере с синия. В этом отношении геотектоническая позиция габбро-сиенитового комплекса сходна с геотектонической позицией комплексов типичных щелочных пород, которые обычно появляются в областях длительного спокойного тектонического развития.

3. Интрузивные массивы комплекса сложены в большинстве своем титан-авгитовыми керсутитовыми и ильменитсодержащими оливиновыми и безоливиновыми габброидными породами, щелочными и субщелочными сиенитами, нордмаркитами, лампрофирами, возможно щелочными гранитами. Габброиды и щелочные сиениты комплекса связаны в некоторых случаях (массив горы Большой Таскыл) между собой серией промежуточных образований, представленных оливин-титан-авгитовыми керсутитовыми и безкерсутитовыми андезиновыми габбро, оливин-титан-авгитовыми биотитовыми диоритами и оливиновыми олигоклазовыми диоритами. Не исключено, что с габбро-сиенитовым комплексом связана небольшая часть нефелиновых пород области, которые, однако, в большинстве своем, если не целиком, имеют девонский возраст и входят в состав ниже-среднедевонского магматического комплекса Мариинский тайги, представленного андезиновыми и диабазовыми порфиритами, офитовыми габбро и другими породами. В состав девонского комплекса, возможно, входит часть массивов щелочных сиенитов области, которые мы в настоящее время еще не можем отличить от древних щелочных сиенитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л. В. Алабин. О структурно-фациальных зонах нижнего кембрия на северо-западе и севере Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1963, № 4.
2. М. Г. Бергер. О нефелиновых породах Кыя-Шалтырского. Горячегогорского и Кургукульского интрузивов.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 5.
3. А. Н. Дистанова. О Мартайгинском интрузивном комплексе.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области» (Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 33).
4. В. Н. Довгаль. Узасский габбро-сиенитовый интрузив в юго-восточной части Кузнецкого Алатау и его некоторые аналоги.— Геол. и геофиз., 1962, № 3.
5. В. А. Заварицкий. Щелочные породы из окрестностей Бериккульского золоторудного месторождения.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1945, № 6.
6. Д. С. Коржинский. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 2.
7. М. П. Кортусов. О нефелинсодержащих породах северо-западной части Кузнецкого Алатау.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1960.
8. М. П. Кортусов. О габбро-сиенитовом комплексе Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау).— Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1962.
9. М. П. Кортусов. Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау).— «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». (Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 33).
10. Ю. А. Кузнецов. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
11. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
12. И. В. Лучицкий. О значении щелочного модуля как систематики изверженных пород.— В сб.: «Геология и петрология докембрия». (Труды Вост.-Сиб. ин-та. Серия геол., 1962, вып. 5).
13. В. К. Моноич. К петрологии района Бериккульского рудника в Кузнецком Алатау.— Труды Томск. гос. ун-та, 93. Серия геол., 1938.
14. В. К. Моноич. О составе некоторых магматических формаций Западной Сибири.— В сб. «Вопросы Геологии Сибири», т. 1, Изд-во АН СССР, 1955.
15. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.

16. Д. И. Мусатов. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Изд-во АН СССР, 1961.
17. Д. И. Мусатов. Стратиграфия кембрийских отложений восточного склона Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1961, № 2.
18. Г. В. Пинус. Таннуольский интрузивный комплекс.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1961, вып. 6.
19. Е. С. Сергеева, В. И. Богнибов, С. Л. Халфин. О возрасте Когтахского габбро-монзонит-сиенитового комплекса.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
20. Ю. Д. Скобелев. Геология и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау.— Вестн. ЗСГУ и НГУ, 1961, вып. 3.
21. А. Ф. Струкуленко, Н. Е. Дедюхин. О послекарбоновых щелочных гипабиссальных интрузиях Северо-Минусинской впадины.— Материалы по геологии Красноярского края. Изд-во АН СССР, 1961.
22. С. Л. Халфин. Петрология дифференцированного массива горы Когтах (Кузнецкий Алатау).— Геол. и геофиз., 1961, № 7.
23. С. Л. Халфин. Древние габброидные интрузии района сочленения Батеневского кража и Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1961, № 11.
24. В. В. Хоментовский. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1959, № 10.

ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОРОД ТОРГАЛЫКСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА ТУВЫ

В торгалыкский интрузивный комплекс объединены массивы габбро-диабазов, часто альбитизированных и окварцованных, а также ассоциирующие с ними интрузивные тела граносиенитов, кварцевых альбититов, щелочных и биотитовых гранитов. Этот комплекс проявился главным образом в центральных и западных районах Тувы, в пределах девонско-каменноугольного межгорного прогиба. Геологическая и петрографическая характеристики комплекса даны в специальной работе, посвященной магматизму межгорного прогиба Тувы [7]; здесь же будут рассмотрены процессы кристаллизации и дифференциации основной магмы, представление о происхождении кислых пород комплекса, а также приведены некоторые новые сведения по геологии и петрографии комплекса, необходимые для понимания его генезиса.

О ВОЗРАСТЕ КОМПЛЕКСА

Интрузивные тела торгалыкского комплекса залегают среди отложений среднего девона и более древних, иногда же встречаются в поле развития нижней части отложений верхнего девона (бассейн р. Северный Торгалык). Галька и валуны основных пород комплекса в изобилии встречаются в конгломератах средней юры в басс. р. Каргы, а в центральных районах Тувы установлено непосредственное перекрывание массивов торгалыкского комплекса среднеюрскими отложениями. Для уточнения возраста торгалыкского комплекса оказалось возможным использовать данные о циклическом строении осадочных толщ межгорного прогиба Тувы, детально изученных Н. Н. Предтеченским [17]. При этом мы исходим из предположения, что активизация магматической деятельности в межгорных прогибах совпадает во времени с периодами наиболее интенсивных тектонических движений. Прямым доказательством такого представления является приуроченность интенсивного вулканизма (первая фаза баянкольского комплекса) к началу формирования межгорного прогиба Тувы (D_1), когда в результате резкого опускания отдельных блоков фундамента произошло заложение прогиба. В дальнейшем магматизм проявлялся только в интрузивной форме, поэтому связь его с тектоническими движениями менее очевидна.

Тектонические подвижки приводили к воздыманию областей сноса относительно дна прогиба и сопровождалась формированием терригенных, часто грубообломочных отложений пролювиальной, аллювиальной и дельтовой фаций, причем в составе обломочных пород присутствует

значительное количество неустойчивых по отношению к выветриванию минералов. Периоды же тектонического затишья приводили к пенопленизации областей сноса и фиксировались в разрезе осадочных толщ прогиба формированием морских фаций или фаций внутриконтинентального моря-озера. Терригенные отложения, образовавшиеся в такие периоды, характеризуются резким преобладанием в их составе устойчивых компонентов [17]. Таким образом, анализируя литологию и фации осадочных отложений межгорного прогиба, можно выявить периоды

Отделы	Ярусы	Свиты	Преобладающие осадочные отложения девона по Н.Н. Протеченскому	Циклы осадконакопления	Периоды выветривания	Фаза магматизма	Магматические комплексы
C ₁	Визейский	Акталбская		5		Вторая фаза гранитоиды	Торгалыкский
		Экиотгуская					
		Байтагская					
		Хербеская					
Турнейский	Суглугхемская		4		Первая фаза габброиды		
D ₃	Фоменский	Джаргинская	Аллювиально-пролювиальные	3		Третья фаза	Баянголский
		Кодайская	Внутриконтинентального моря-озера				
		Бегрелинская	Аллювиально-пролювиальные				
D ₂	Живетский	Улакская	Лазунно-дельтавидные	2		Вторая фаза	
		Илемаровская	Внутриконтинентального моря-озера				
	Эйфельский	Аташылбская	Аллювиально-пролювиальные	1		Первая фаза эффузивы и субдукт. интруз.	
		Гаштинская	Морские				
D ₁		Кендейская	Лазунно-дельтавидные и пролювиально-аллювиальные				

Фиг. 1. Схема сопоставления циклов осадконакопления с фазами магматизма

интенсивных блоковых движений в истории его развития (фиг. 1), а затем, используя материалы по геологическому положению интрузивных тел, «привязать» время их становления к этим периодам тектонической активности. Становление габброидов торгалыкского комплекса, вероятно всего, происходило в начале четвертого цикла осадконакопления, т. е. совпадало во времени с формированием джаргинской (D₃) и низов суглугхемской (C₁) свит (фиг. 1).

Из пород торгалыкского комплекса сделаны два определения абсолютного возраста аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ [5]. Судя по краткому описанию Т. Н. Ивановой, анализированные образцы представляют собой габброиды, в различной степени подвергшиеся автоматоматической переработке. Пробы были отобраны из массивов в нижнем течении р. Северный Торгалык. В результате определений получены цифры 339 и 353 млн. лет. В табл. I приведено сравнение этих данных с различными вариантами геохронологической шкалы, принятой в СССР разными организациями в последние годы.

Как видно из таблицы, цифры, полученные для торгалыкского комплекса, соответствуют самым верхам девона — низам карбона. Таким образом, данные по абсолютному возрасту торгалыкского комплекса с удивительной точностью совпадают с выводами, вытекающими из анализа геологического материала.

О возрасте кислых пород торгалыкского комплекса данных гораздо меньше. Во многих районах установлено, что они прорывают габброидные массивы комплекса и являются, следовательно, более молодыми. В соответствии с представлениями о наличии генетической связи между основными и кислыми породами комплекса возраст их должен быть

Абсолютный возраст пород торгалыкского комплекса

Время, млн. лет	Варианты геохронологической шкалы				Возраст торгалыкского комплекса, млн. лет
	СССР 1960 [2]	Лаборатория ВСЕГЕИ, Полевая 1961 [16]	Лаборатория, Рубинштейн 1961 [18]	СССР 1963	
300	Карбон 320	Карбон	Карбон	Карбон	339
350		350	350	350	353
400	Девон 400	Девон 380	Девон 400	Девон	
	Силур	Силур	Силур	Силур	

близким. Наиболее вероятно, что становление кислых пород торгалыкского комплекса происходило в начале пятого цикла осадконакопления в пределах межгорного прогиба (см. фиг. 1), т. е. в период формирования хербесской, байтагской и экиоттугской свит нижнего карбона. Для окончательного решения вопроса о возрасте кислых пород торгалыкского комплекса, по-видимому, необходимы определения их абсолютного возраста.

ГЛУБИНА СТАНОВЛЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Для некоторых районов Центральной и Западной Тувы, где интрузивные тела торгалыкского комплекса залегают среди отложений межгорного прогиба, оказалось возможным рассчитать глубину их формирования. Такая возможность появилась благодаря тому, что стратиграфия и тектоника межгорного прогиба изучены детально и возраст комплекса известен достаточно точно. При расчетах принималось, что основная магма комплекса внедрялась на границе между верхним девонем и карбоном. Если внедрение магмы происходило в начале Фаненского века, глубина формирования массивов на 300—500 м меньше рассчитанной, если же — в начале нижнего карбона, то глубина становления интрузивных тел для Западно-Таннуольской зоны на 200—300 м больше рассчитанной, а для Центрально-Тувинской зоны, где имело место предкарбонная денудация, примерно равна расчетной. Рассмотрим некоторые конкретные районы.

В верховьях р. Северный Торгалык, в правом борту долины, известно (Г. Г. Сахапов, Н. И. Васильев, 1958) штокообразное тело среднекристаллических амфиболитизированных габбро-диабазов и габбро-перидотов торгалыкского комплекса, залегающее среди отложений нижнетаннуольской подсвиты (бегрединской свиты) верхнего девона. Мощность нижней и верхней подсвит таннуольской свиты в этом районе составит приблизительно 1500 м. Учитывая, что в состав «покрышки» этого массива входила часть отложений нижней подсвиты (мощность около 100 м), глубину его формирования можно оценить в 1,7—2,0 км.

Массивы в низовьях р. Северный Торгалык прорывают отложения феля и илеморовской свиты живета. Суммарная мощность живета в этом районе, судя по разрезам в бассейнах рек Барык и Чадана (И. Н. Предтеченский, 1960), составляла около 1200 м. Мощность верхнедевонских отложений в осевой части прогиба южнее рассматриваемого района колеблется в пределах 2200—2400 м. Если принять, что

мощность отложений верхнего девона в низовьях р. Северный Торгалы была такой же, как в осевой части прогиба, то глубина становления интрузивных тел в этом районе составляла 3—4 км. Поскольку данный район расположен в краевой части межгорного прогиба и по особенностям тектонического развития стоит ближе к Центрально-Тувинской структурно-фациальной зоне, мощность отложений верхнего девона здесь значительно меньше, чем в осевой части Западно-Таннуольской зоны прогиба, а формирование массивов происходило, скорее всего на глубине 2—3 км. Это справедливо по крайней мере для интрузивных тел, залегающих среди отложений верхов эйфеля и низов живета.

В урочище Кызыл-Чира массив альбитизированных габбро-диабазов торгалыкского комплекса залегает среди отложений байбулунской свиты эйфеля. Последняя смята здесь в пологие широкие складки и перекрывается с резким несогласием породами живета и верхнего девона. Мощность отложений живета и верхнего девона в этом районе составляет 1700—1800 м. Мощность пород байбулунской свиты, залегающих над интрузивным телом, оценить трудно, но, по-видимому, она не превышала 500—700 м; следовательно, рассматриваемый массив сформировался на глубине 2—2,5 км. Таким образом, значительная часть габброидных массивов торгалыкского комплекса в пределах межгорного прогиба формировалась на глубинах от 1,5 до 4 км.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОСНОВНОЙ МАГМЫ

Ниже приведена классификация габброидных пород комплексов продуктов дифференциации основной магмы в камерах интрузивных тел, а также пород, возникших в результате автотасоматического изменения габброидов. Породы гранитоидного состава, сформировавшиеся во вторую фазу становления комплекса, здесь не рассматриваются.

Классификация пород торгалыкского комплекса

Продукты кристаллизации основной магмы	Продукты кристаллизации слабо дифференцированной основной магмы	Группа габбро-диабазов Биотитовые габбро и габбро-диабазы Оливиновые габбро
	Протообогащенные породы	Габбро-перидотиты
	Продукты кристаллизации остаточного расплава	Альбит-амфиболовые пегматиты Плагиоклазиты
	Автотасоматически измененные габброиды	Пироксеновые гранофиры Амфиболизированные габбро-диабазы Альбитизированные габбро-диабазы Кварц-альбитовые породы

В табл. 2 показан минеральный состав некоторых важнейших разновидностей основных пород комплекса.

Наиболее широко распространены породы группы габбро-диабазы среди которых по структурным особенностям выделяются следующие разновидности:

Крупно- и среднекристаллические породы:

Равномернозернистые габбро-диабазы — структура пойкилоофитовая, офитовая, габбро-диабазовая;
порфировидные габбро-диабазы (с фенокристаллами плагиоклаза) — структура основной массы, как в обычных габбро-диабазых;
габбро — структура габбровая.

Мелкокристаллические породы:

Диабазы — структура пойкилоофитовая, офитовая;
микрогаббро — структура микрогаббровая;
пойкилитовые микрогаббро — микрогаббро с крупными ойкокристаллами буамфибола (керсутита).

Минеральный состав габброидов торгалыкского комплекса
(в объемн. %)

Минерал	Габбро-диабазы и габбро				Микро- габбро	Порфиroidные габбро-диа- базы		Оливиновые габбро			
	1	2	3	4		5	6	7	8	9	10
Плаггиоклаз	49,3	44,4	44,2	56,2	44	70,6	61,0	53,0	59,7	65,6	56,0
Оливин	—	—	—	—	—	—	—	12,2	17,2	18,9	11,0
Пироксен	14,4	45,6	34,2	20,9	46	—	18,4	15,5	11,2	13,1	14,0
Титаномагнетит	3,8	3,5	8,5	3,4	6	1,5	1,3	0,5	2,2	1,6	4,0
Роговая обманка	12,2	1,8	—	—	4	—	17,7	18,2	3,0	0,8	11,0
Биотит	0,3	—	—	0,3	—	0,8	1,6	0,6	6,7	—	4,0
Торичные амфиболы	20,0	4,7	—	1,7	—	27,1	—	—	—	—	—
Анорит	—	—	13,1	17,4	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: 1—габбро-диабаз, бассейн р. Чумашен, шл. 220; 2—габбро, бассейн р. Куве-даба, шл. 354; 3—габбро-диабаз, бассейн р. Баян-кол, шл. 1221; 4—габбро-диабазы Остугхемского силла, среднее из семи подсчетов, шл. 694—702; 5—основная масса микрогаббро, р. Куве-даба, шл. 966—2; 6—амфиболизированный порфиroidный габбро-диабаз, бассейн р. Чумашен, шл. 207; 7—порфиroidный габбро-диабаз, р. Куве-даба, шл. 956; 8—Кадыроругский шток, шл. 800; 9—Кадыроругский шток, шл. 789; 10—бассейн, р. Оруктуг — Тытыг-хем, выс. 3322, 6 м. шл. 835; 11—р. Ишти-хем, шл. 618.

Габбро-диабазы и диабазы обладают офитовой и пойкилоофитовой структурами, относительно генетического значения которых в геологической литературе идет дискуссия. Одни исследователи [3] считают, что такие структуры возникают при одновременной кристаллизации плагиоклаза и пироксена, другие [12] полагают, что плагиоклаз начинал кристаллизоваться несколько раньше. Существует также мнение [9], что офитовая структура образуется как в том, так и в другом случае. Относительно равномернозернистых габбро-диабазов торгалыкского комплекса принимается, что они образовались при одновременной кристаллизации этих двух минералов. В случае порфиroidных габбро-диабазов плагиоклаз начинал кристаллизоваться значительно раньше пироксена.

Титаномагнетит, судя по его одинаковому идиоморфизму с пироксеном, кристаллизовался одновременно с ним и, частично, позже него, но всегда раньше роговой обманки и биотита. Последние два минерала имеют реакционные взаимоотношения с пироксеном и титаномагнетитом и обладают одинаковым идиоморфизмом по отношению друг к другу. В биотитовых габбро иногда наблюдалось обрастание роговой обманки биотитом, в некоторых разностях амфибол отсутствовал и сразу после пироксена и титаномагнетита кристаллизовался биотит.

В оливиновых габбро, кроме минералов, обычных для габброидов торгалыкского комплекса, присутствует оливин (24—33% фаялита). Он обладает одинаковым идиоморфизмом с плагиоклазом или идиоморфен по отношению к нему. Однако даже в идиоморфных кристаллах оливина встречаются мелкие лейсты плагиоклаза, размером 0,05—0,1 мм, т. е. в 10 раз более мелкие, чем кристаллы плагиоклаза в породе. Иногда оливин резко ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. Такие взаимоотношения этих минералов свидетельствуют, что в общем кристаллизация оливина и плагиоклаза была одновременной, однако в большинстве случаев плагиоклаз начинал кристаллизоваться несколько раньше. В редко встречающихся порфиroidных оливиновых габбро в фенокристаллах зонального плагиоклаза имеются включения мелких зерен оливина (25—28% *Fa*), располагающихся в зоне, содержащей около 60% *An*.

Пироксен в оливиновом габбро обычно ксеноморфен по отношению к оливину и плагиоклазу. Местами наблюдался одинаковый идиоморфизм этих трех минералов. Иногда в оливине, наряду с включениями плагиоклаза, содержатся мелкие кристаллики пироксена. По-видимому, пироксен начинал кристаллизоваться несколько позже оливина, но в дальнейшем происходила одновременная кристаллизация плагиоклаза, оливина и пироксена.

Наиболее характерной особенностью структуры габбро-перидотитов торгалыкского комплекса является резкий идиоморфизм магнезиального оливина (10—18% фаялита) по отношению к плагиоклазу и пироксену.

Минералы	Стадии кристаллизации			
	I	II	III	IV
Плагиоклаз		80 — 40		10 — 0
Оливин	10 — 18	24 — 33		
Пироксен, монакл.		16 — 24		
Титаномagnetит				
Амфибол				
Биотит				
Кварц				

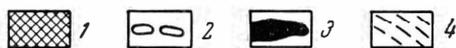
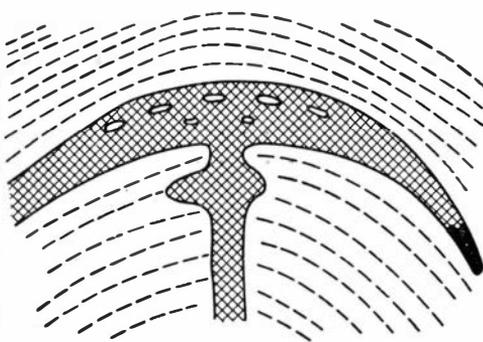
Фиг. 2. Последовательность кристаллизации минералов из основной магмы торгалыкского комплекса

Цифры обозначают: для плагиоклаза — содержание анортита, для оливина — содержание фаялита и для пироксена — содержание ферросилита (в мол. %)

На основании структурных взаимоотношений минералов различных пород составлена обобщенная схема последовательности выделения минералов из основной магмы торгалыкского комплекса (фиг. 2). Отчетливо выделяются четыре стадии кристаллизации. Первая — (протокристаллизация) характеризуется выделением наиболее богатого кальцием плагиоклаза и магнезиального оливина (10—18% фаялита). Ранняя кристаллизация основного плагиоклаза приводит к формированию порфириовидных разностей габбро-диабазов. Фракционирование этого плагиоклаза для торгалыкского комплекса не установлено. Кристаллизация магнезиального оливина часто сопровождается его фракционированием с образованием габбро-перидотитов. Одновременно с магнезиальным оливином происходит кристаллизация хромита (?) и концентрация его в габбро-перидотитах. Рудные минералы габбро-перидотитов специально не изучались, однако в обычных петрографических шлифах видно, что в этих породах присутствует по крайней мере два типа рудных минералов. Один из них ксеноморфен по отношению к оливину и плагиоклазу и, скорее всего, как и в габбро-диабазов, является титаномagnetитом. Другой образует мелкие включения в оливине и, судя по высокому содержанию хрома в породе (до 1%), представлен хромитом.

Механизм формирования габбро-перидотитов хорошо виден на примере Остугхемского силла. Вмещающие породы силура были смяты

в брахискладки в преддевонское время, и внедрение основной магмы происходило в уже готовую складчатую структуру. Схематизированное строение силла в момент его становления изображено на фиг. 3. Габбро-перидотиты занимают наиболее низкое гипсометрическое положение в камере силла. Вероятнее всего, перемещение магнезиального оливина в нижнюю часть камеры произошло под действием сил гравитации. Последовательность кристаллизации минералов в Остугхемском силле показана на фиг. 4. Выделившийся первым магнезиальный оливин мог беспрепятственно осесть в нижние части магматической камеры благодаря более высокому удельному весу.



Фиг. 3. Принципиальная схема строения Остугхемского силла (разрез)

1 — габбро-диабазы; 2 — шлифы гранофилов; 3 — габбро-перидотиты; 4 — песчаники и алевриты силура

Во вторую (главную) стадию происходит кристаллизация большей части базальтовой магмы. При этом намечаются два типа кристаллизации. Один из них характеризуется совместным выделением из расплава плагиоклаза, моноклинного пироксена и титаномагнетита (кристаллизация габбро-диабазов и габбро, см. фиг. 4). Представляет интерес количественное соотношение плагиоклаза и моноклинного пироксена в габбро-диабазе и габбро. Содержания этих минералов (см. табл. 2), приведенные к 100% и пересчитанные на весовые проценты, показаны в табл. 3.

При пересчете в весовые проценты удельный вес плагиоклаза был принят равным 2,7, пироксена — 3,4 в соответствии с данными Трегера

Минералы	Стадии кристаллизации			
	I	II	III	IV
Плагиоклаз		60 40		10 0
Оливин	12			
Пироксен монокл.		20-24		
Титаномагнетит				
Биотит				
Кварц				

Фиг. 4. Схема кристаллизации магмы Остугхемского силла.

Цифры обозначают то же, что на фиг. 2

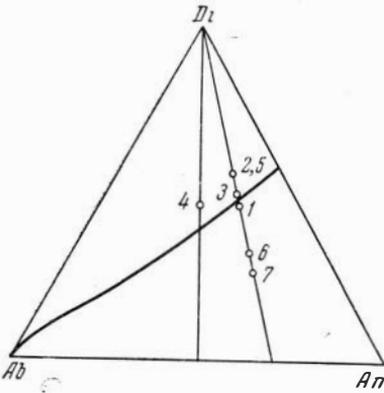
[20]. Для амфиболизированных разновидностей габброидов (шл. 220 и 207) предполагалось, что весь вторичный амфибол образовался за счет пироксена. Для габбро-диабазов Остугхемского силла было принято, что весь хлорит в породе также развивается по пироксену. Результаты пересчетов нанесены на трехкомпонентную диаграмму альбит-анортит-диопсид (фиг. 5).

Соотношение плагиоклаза и пироксена в габбро-диабазовых
и габбро торгалыкского комплекса
(в вес. %)

Минерал	1 *	3	2	5	6	7	4
	Ш л и ф ы						
	220	1221	334	966-2	207	956	694—702
Плагиоклаз	53	50	43	43	67	73	54
Пироксен	47	50	57	57	33	27	46

* Цифры в верхней графе — номера подсчетов.

Пироксен из основных пород торгалыкского комплекса содержит около 20% ферросилита, соотношение энстатита и волластонита в нем примерно такое же, как в диопсиде. Добавка 20% ферросилита к диопсиду незначительно понизит температуру его плавления [22], следовательно, заметного перемещения котектической линии в системе альбит-анорит-диопсид при этом не произойдет. Как видно на фиг. 5, составы габбро-диабазов, обладающих офитовой структурой, располагаются в непосредственной близости от котектической линии, полученной экспериментально [24]. Составы микрогаббро и габбро попадают в поле пироксена. Примечательно, что для последних отмечался резкий идиоморфизм пироксена по отношению к плагиоклазу. Составы порфировидных габбро-диабазов располагаются в поле плагиоклаза и значительно удалены от котектической линии. Такое положение фигуративных точек хорошо соответствует наблюдаемой структуре этих пород. Положение состава габбро-диабазов Остужемского силла в поле пироксена объясняется, по-видимому, тем, что в пересчет включена часть хлорита, выполняющего миндалины и трещины в породе.



Фиг. 5. Количественное соотношение плагиоклаза и пироксена в габбро-диабазовых, габбро и микрогаббро торгалыкского комплекса. Номера точек соответствуют номерам пересчетов в табл. 4

33% фаялита в отличие от оливина габбро-перидотитов. Титаномagnetит в этом случае кристаллизуется после пироксена и оливина. Весьма любопытным является то обстоятельство, что оливиновые габбро и габбро-диабазы торгалыкского комплекса очень близки по химическому составу (табл. 4). Таким образом, из силикатных расплавов близкого состава при одинаковых температуре и давлении в одних случаях кристаллизуются пироксен и плагиоклаз, в других — оливин, пироксен и плагиоклаз. По-видимому, незначительные колебания в составе магмы могут сильно влиять на ход ее кристаллизации, или, что более вероятно, пути кристаллизации магмы зависят от состава и количества летучих компонентов.

Представляет интерес распределение железа в одновременно кристаллизующихся оливинах и пироксенах из оливинового габбро. Опти-

ческие константы и определенные на их основании составы этих минералов приведены в табл. 5. Результаты измерений показали, что с оливинами, содержащими 24—25% фаялита, ассоциируют наиболее бедные железом пироксены (16—17% ферросилита). С более железистыми

Минералы	Стадии кристаллизации			
	I	II	III	IV
Плагиаклаз		80 — 60		10 — 0
Оливин	?	24 — 33		
Пироксен монакл.		14 — 22		
Титаномагнетит			?	
Амфибол				
Биотит				
Кварц				

Фиг. 6. Схема кристаллизации оливиновых габбро

Цифры обозначают то же самое, что на фиг. 2

оливинами (28—33% фаялита) сосуществуют пироксены, содержащие до 21—22% ферросилита. Распределение железа и магния в одновременно кристаллизующихся оливинах и пироксенах регулируется константой распределения, которая, как показали расчеты Рамберга и

Таблица 4

Химический состав оливиновых габбро и средний состав габбро-диабазов торгальского комплекса (в весовых %)

Окислы	Оливиновые габбро							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,48	46,01	46,64	48,62	47,53	48,20	47,08	45,98
TiO ₂	0,54	1,11	1,12	1,12	0,51	1,50	1,15	1,96
Al ₂ O ₃	19,75	17,38	18,64	14,10	19,78	17,26	17,82	16,32
Fe ₂ O ₃	2,96	2,12	1,04	1,95	1,24	2,01	1,88	3,79
FeO	8,22	7,25	6,82	6,60	5,31	6,24	6,74	7,45
MnO	0,17	0,12	0,14	0,24	0,13	0,13	0,14	0,22
MgO	8,83	11,16	7,50	8,66	8,85	8,25	8,88	7,77
CaO	8,90	10,10	12,79	13,05	14,50	13,83	12,20	9,43
Na ₂ O	2,70	2,16	3,78	2,70	1,48	2,46	2,55	2,41
K ₂ O	0,24	0,66	0,42	0,48	Следы	0,24	0,34	0,91
П.п.п.	2,06	1,60	0,48	2,91	1,16	0,44	1,44	3,63
Сумма	99,85	99,77	99,54	100,38	100,52	100,76	100,31	99,87

Примечание: 1—обр. 618, бассейн р. Ишти-хем, хим. лаб. ИГиГ СО АН СССР, 1962; 2—обр. 789, Кадыроругский шток, хим. лаб. ИГиГ СО АН СССР, 1963; 3—обр. 800, Кадыроругский шток, хим. лаб. Тувинской КГЭ, 1963; 4—обр. 841, бассейн р. Оруктуг-Тытыг-хем, хим. лаб. ИГиГ СО АН СССР, 1963; 5—обр. 835, бассейн р. Оруктуг-Тытыг-хем, хим. лаб. ИГиГ СО АН СССР, 1963; 6—обр. 834, бассейн р. Оруктуг-Тытыг-хем, хим. лаб. Тувинской КГЭ, 1963; 7—среднее из шести анализов оливиновых габбро, приведенных в этой таблице; 8—среднее из семи анализов габбро-диабазов торгальского комплекса.

Де Воре [26], зависит главным образом от температуры образования этих минералов. Диаграмма зависимости константы распределения от температуры построена Паулем Бартоломе [23]. Им использовались ассоциации оливина с бедным кальцием ромбическим пироксеном, в нашем же случае оливин ассоциирует с моноклинным пироксеном. Исследования Брауна [25] показали, что соотношение железа и магния в

Таблица 5

Оптические свойства и составы оливинов и пироксенов из оливиновых габбро торгалыкского комплекса

Район	№ п/п	№ шлифов	Оливин				Пироксен				k
			2V	Nm	Np	% Fa	2V	Nm	Np	Fs : En : Wo	
Река Кыдыр-Оруг	1	799	—	—	1,690	28	+47	—	1,685	17:44:39	2,6
	2	784	-82	—	1,699	33	+50	1,695	1,691	21:38:41	1,6
	3	800	—	—	1,691	29	+48	1,695	—	21:39:40	1,4
Река Оруктуг-Тытыг-хем	4	835	—	1,700	1,681	24	+47	1,689	—	17:44:39	2,1
	5	836	-86	—	1,682	25	+50	—	1,685	16:43:41	2,4
	6	842	—	—	1,689	28	+48	—	1,693	22:38:40	1,2
Река Күве-даба	7	966-1	—	1,705	1,690	27	+50	—	1,687	18:41:41	1,9
Река Ишти-Хем	8	618	—	1,712	1,690	28	+50	1,695	1,691	21:38:41	1,3
Средний состав минералов						27,8				19,1:40,6:40,3	1,74

одновременно кристаллизующихся моноклинных и ромбических пироксенах довольно близки, поэтому мы сможем в первом приближении использовать диаграмму Бартоломе для оценки температуры кристаллизации оливиновых габбро торгалыкского комплекса. В табл. 5 приведены константы распределения (K) для восьми образцов этих пород, рассчитанных по формуле [23]: $K = \frac{Fa}{Fo} \left(\frac{En}{Fs} \right)^2$, где Fa, Fo, En и Fs

Таблица 6

Соотношение оливина, пироксена и плагиоклаза в оливиновых габбро торгалыкского комплекса (в вес. %)

№ подсчета	№ шлифов	Плагиоклаз	Оливин	Пироксен
8	800	60,0	17,9	22,1
9	789	62,0	23,4	14,6
10	835	61,5	23,0	15,5
11	618	63,7	16,2	20,1

обозначают соответственно молекулярные фракции фаялита и форстерита в оливине, энстатита и ферросилита — в пироксене. Константа распределения, рассчитанная для оливиновых габбро торгалыкского комплекса, колеблется от 1,2 до 2,6, что соответствует, по диаграмме Бартоломе, температурному интервалу 700—1000°С.

Количественный минеральный состав оливиновых габбро показан в табл. 2. Обращает на себя внимание устойчивое соотношение трех главных породообразующих минералов этих пород — оливина, пироксена и плагиоклаза. Содержания этих минералов, пересчитанные на весовые проценты и приведенные к 100, показаны в табл. 6. При пересчете на весовые проценты удельные веса оливина, пироксена и плагиоклаза принимались равными соответственно 3,5; 3,4 и 2,7, согласно справочнику Трёгера [20].

Составы оливиновых габбро нанесены на треугольную диаграмму оливин — пироксен — плагиоклаз (фиг. 7). На этой же диаграмме показаны котектические линии в системе форстерит — диопсид — плагио-

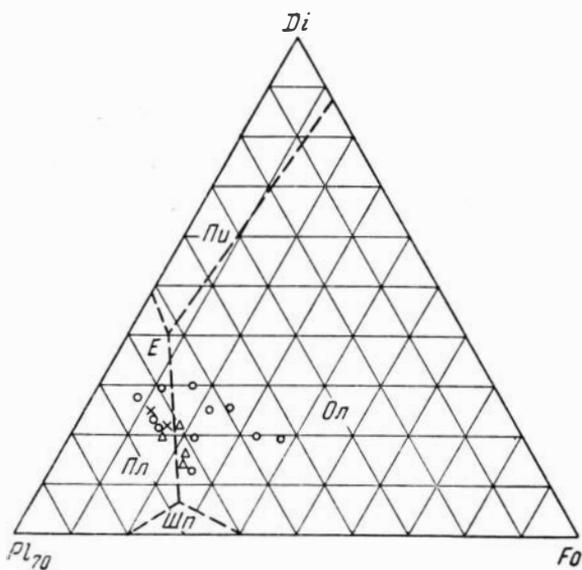
клас № 70, являющейся сечением четырехкомпонентной системы форстерит — диопсид — анортит — альбит [28]. Рассмотренные выше структурные взаимоотношения минералов оливиновых габбро свидетельствуют об одновременной кристаллизации оливина, пироксена и плагиоклаза, т. е. говорят о том, что состав оливиновых габбро торгалыкского комплекса близок к эвтектическому в отношении трех главных фаз этих пород. На фиг. 7, однако, отчетливо видно, что составы оливиновых габбро отстоят на значительное расстояние от тройной эвтектики в системе форстерит — диопсид — плагиоклаз № 70. Это вполне понятно, если вспомнить, что оливин рассматриваемых здесь пород содержит 24—33% фаялитовой молекулы, что значительно понижает температуру его плавления. Очевидно, что при смешанном (переменном) составе оливина, пироксена и плагиоклаза система не является тройной и рассматривается здесь как тройная лишь условно.

На трехкомпонентную диаграмму (см. фиг. 7) нанесены составы основных лав Анюйского вулкана, по данным Е. К. Устиева [21]. Согласно Устиеву, плагиоклаз (№ 63), оливин (10% фаялита) и пироксен (20% ферросилита) одновременно кристаллизуются из лав Анюйского вулкана. Фигуративные точки лав Анюйского вулкана несколько смещены относительно состава оливиновых габбро торгалыкского комплекса, что вполне согласуется с более магниезильным составом оливина в первых породах.

На эту же диаграмму нанесены составы троктолитовых диабазов Нижней Тунгуски, по А. П. Лебедеву [11]. Некоторые троктолитовые диабазы близки по составу оливиновым габбро торгалыкского комплекса, часть же сильно обогащена оливином. По-видимому, при образовании последних оливин начинал кристаллизоваться значительно раньше остальных минералов или же имело место фракционирование этого минерала.

В третью стадию происходит кристаллизация водных силикатов — бурой роговой обманки типа карсутита и биотита. Обычно эти минералы кристаллизуются совместно или резко преобладает роговая обманка (габбро-диабазы и габбро), иногда в третью стадию образуется только биотит (некоторые разности биотитового габбро).

В четвертую (пегматитовую) стадию кристаллизуются кислый плагиоклаз, кварц и в редких случаях калиевый полевой шпат (последний не характерен для торгалыкского комплекса). Минералы четвертой стадии слагают пегматиты и гранофиры и обычно ассоциируют с темноцвет-

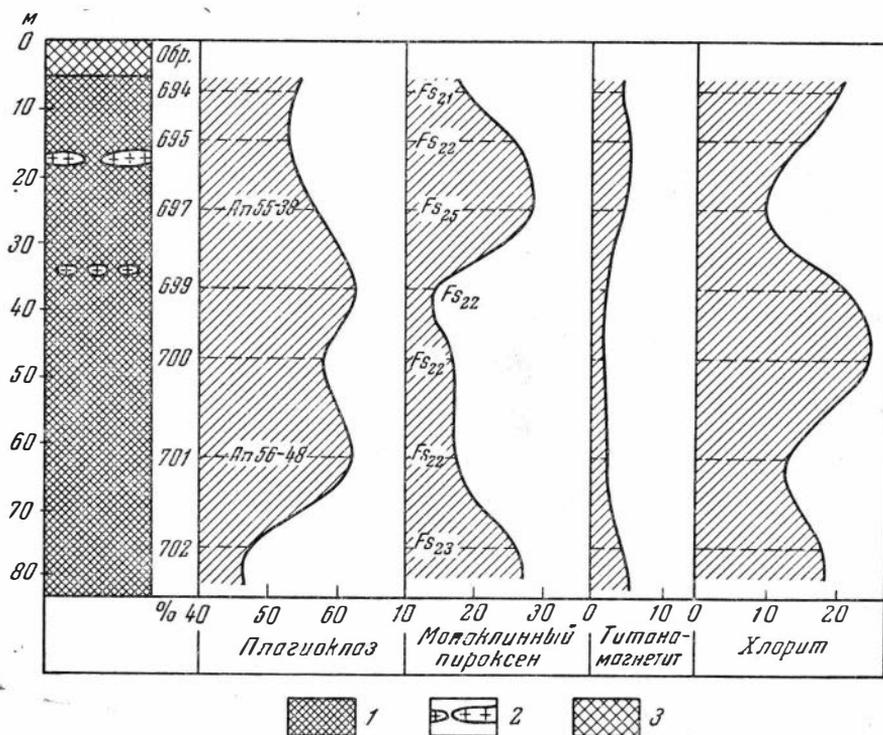


Фиг. 7. Количественное соотношение плагиоклаза, оливина и пироксена в основных породах различных комплексов

Треугольники — оливиновые габбро торгалыкского комплекса, крестики лавы Анюйского вулкана, по Е. К. Устиеву, точки — троктолитовые диабазы Н. Тунгуски, по А. П. Лебедеву

тами предыдущих стадий кристаллизации (моноклинный пироксен и роговая обманка). Последние в этом случае образуют идиоморфные кристаллы. В кристаллизационном остатке основной магмы торгалыкского комплекса происходит накопление кремнекислоты и окиси натрия.

Как известно, характер дифференциации основной магмы хорошо выявляется при изучении пластовых интрузивных тел. Во многих пластовых телах траппов установлены изменения составов породообразующих минералов и их количественных соотношений, причем в центральных частях таких тел увеличиваются железистость темноцветных минералов и кислотность плагиоклаза, появляется калиевый полевой шпат



Фиг. 8. Разрез Остугхемского силла

1 — габбро-диабазы; 2 — шилры и линзы гранофиров, 3 — альбитизированные габбро-диабазы

[9, 11, 13]. В связи с этим был изучен разрез Остугхемского силла (фиг. 8). При этом установлено, что габбро-диабазы центральной части силла несколько богаче плагиоклазом и хлоритом и беднее пироксеном и титаномagnetитом. Изменения состава плагиоклаза по разрезу силла не обнаружено. Моноклинный пироксен во всех частях разреза имеет постоянный состав (содержание ферросилита в пироксене колеблется от 21 до 25%, что находится в пределах точности иммерсионных измерений). Более того, пироксен точно такого же состава установлен в габбро-перидотитах и гранофирах этого силла. Дифференциация в пределах силла проявляется, с одной стороны, в накоплении протокристаллизационного магнезиального оливина (образование габбро-перидотитов), с другой — в обособлении в виде шлрообразных тел и линз обогащенного кремнекислотой и окисью натрия кристаллизационного остатка (гранофиры).

Далее, на примере Остугхемского силла, рассмотрим поведение элементов-примесей в процессе кристаллизации и дифференциации основ-

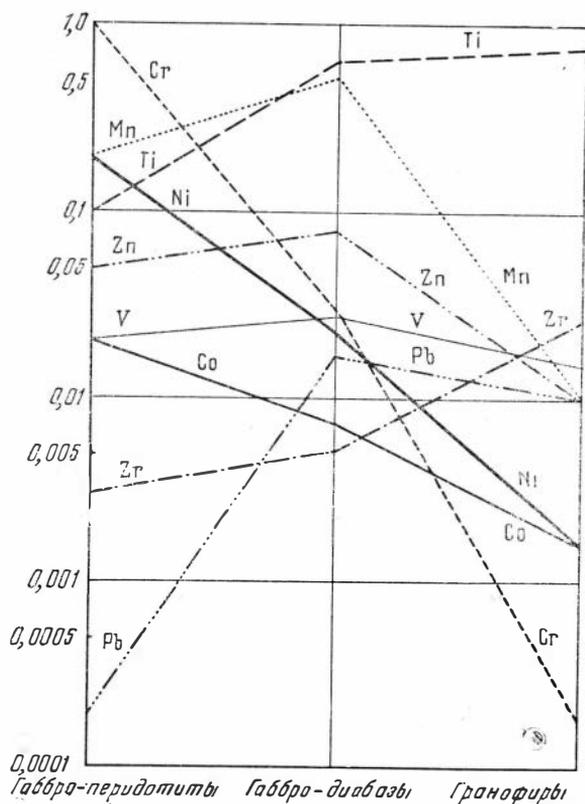
ной магмы. Содержание некоторых элементов в различных породах этого силла, по данным спектрального анализа, изображено на фиг. 9 (анализы произведены в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР). Габбро-перидотиты сильно обогащены хромом, никелем и кобальтом, что свидетельствует о выделении этих элементов из расплава на ранней стадии кристаллизации. В кристаллизационном остатке накапливается значительное количество циркония и несколько увеличивается содержание титана. В процессе дифференциации магмы постоянно уменьшается отношение никеля к кобальту. В габбро-перидотитах это отношение равно 10, а в габбро-диабазе — примерно 3, в гранофирах же — около 1. Закономерно изменяется также отношение цинка к свинцу. В габбро-перидотитах оно равно 250, в габбро-диабазе — около 4, в гранофирах же опускается до 1. Закономерности в поведении элементов-примесей, выявленные на примере Остугхемского силла, характерны для торгалыкского комплекса в целом.

Процессы ассимиляции в формировании основных пород торгалыкского комплекса играют незначительную роль. Изучение контактов габброидных массивов показывает, что в современном эрозионном срезе почти отсутствовало взаимодействие основной магмы с вмещающими осадочными породами. Признаков глубинной ассимиляции не установлено.

ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ ОСНОВНОЙ МАГМЫ

В настоящее время многие геологи, изучающие основные породы, приходят к выводу, что базальтовая магма «богата летучими» [9, 11, 13]. По-видимому, можно считать установленным, что в природе вообще не существует «сухих» силикатных расплавов, а все магмы содержат то или иное количество летучих компонентов. В связи с этим представляется необходимым искать пути для более конкретной оценки летучих компонентов магмы, поскольку, сказав, что магма была «богата летучими», мы ничего не добавим к ее характеристике. Намечаются две стороны в вопросе о летучих компонентах магмы: 1) качественный состав летучих и 2) давление летучих в магме.

Качественный состав летучих в магме довольно точно устанавливается изучением газовой-жидких включений в магматических минера-



Фиг. 9. Поведение элементов-примесей в процессе дифференциации основной магмы Остугхемского силла

лах. Однако в первом приближении о составе летучих компонентов в магме можно судить без специального исследования, основываясь лишь на составе магматических и постмагматических минералов. Применительно к основной магме торгалыкского комплекса можно утверждать, что в составе летучих здесь резко преобладала вода. Об этом свидетельствуют наличие водосодержащих породообразующих силикатов (роговая обманка, биотит), широкое развитие автометасоматических амфиболизации, эпидотизации, хлоритизации, развитие хлорита во вмещающих породах в контактах интрузивных тел. В незначительном количестве, несомненно, присутствовали газообразные водород и кислород — продукты разложения воды [6]. Существенную роль в составе летучих играла углекислота. Об этом можно судить по обилию карбонатных жил среди интрузивных пород и в контактах массивов, а также по скоплению кальцита в гранофирах и пегматитах. В меньшем количестве в составе летучих присутствовали соединения серы, хлора и бора. О наличии этих элементов свидетельствуют линзы и вкрапленность сульфидов, жилки барита, кислого скаполита, кристаллы турмалина, встречающиеся в габброидных породах.

Оказалось возможным оценить общее давление летучих в основной магме торгалыкского комплекса. Известно, что давление летучих в магме должно быть в равновесии с давлением поровых растворов во вмещающих осадочных породах. Последнее несколько меньше общего давления, под которым находится осадочная порода [19]. Выше было показано, что максимальная глубина становления интрузивных тел торгалыкского комплекса составляет 4 км. Принимая средний объемный вес осадочных пород равным 2,5, можно определить, что на глубине 4 км гидростатическое давление составляет 1000 атм. На самом деле давление на такой глубине, по-видимому, меньше 1000 атм благодаря силам сцепления между частицами пород. Таким образом, максимальное давление летучих в основной магме торгалыкского комплекса менее 1000 атм. Для массивов, сформировавшихся на глубине около 2 км, общее давление летучих в магме не достигало 500 атм.

Этот вывод о незначительном давлении летучих в магме торгалыкского комплекса подтверждается количественным соотношением пироксена и плагиоклаза в габбро-диабазе и габбро. Как известно, опытами Иодера [27] установлено, что при давлении воды в 10 000 атм эвтектическая точка в системе анортит — диопсид более чем на 30% смещается в сторону анортита благодаря сильному понижению температуры плавления последнего. Соотношение же пироксена и плагиоклаза в габброидах торгалыкского комплекса очень близко к котектической линии в системе альбит — анортит — диопсид, полученной экспериментально для сухих расплавов (см. фиг. 5). Это свидетельствует о незначительном давлении воды в магме торгалыкского комплекса.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИСЛЫХ ПОРОД КОМПЛЕКСА

Гранитоиды торгалыкского комплекса несмотря на их значительное петрографическое разнообразие представляют собой генетически единую группу. К такому представлению приводит прежде всего анализ тектонического положения гранитоидных интрузивных тел: все они приурочены к разрывным нарушениям и размещаются главным образом в краевых частях межгорного девонско-каменноугольного прогиба Тувы. Генетическое единство гранитоидов подтверждается также однотипной последовательностью кристаллизации минералов из кислой магмы. Во всех случаях первыми кристаллизуются полевые шпаты, затем кварц и в последнюю очередь темноцветные минералы (агпаитовый порядок кристаллизации). Для всех гранитоидных массивов комплекса:

характерно весьма незначительное контактовое воздействие на вмещающие породы. Наконец, сходство между щелочными и биотитовыми гранитами установлено по элементам-примесям, содержащимся в акцессорном магнетите (табл. 7).

Многие геологи, в той или иной степени изучавшие ранее рассматриваемые гранитоиды, считали их генетически родственными габбро-диабазам торгалыкского комплекса, основываясь главным образом на тесной пространственной ассоциации основных и кислых пород. Габброидные

Таблица 7

Элементы-примеси в магните из гранитсидов торгалыкского комплекса (спектральная лаборатория ИГиГ СО АН СССР, 1963)

Элементы	Щелочные граниты		Биотитовые граниты						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al	0,30	0,07	0,50	0,30	0,50	0,07	0,29	0,20	Следы
Mg	0,05	0,10	0,10	0,10	0,10	0,05	0,083	0,37	0,01
Ca	0,10	1,00	0,05	0,05	0,03	0,10	0,221	0,90	0,01
Mn	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,50	0,183	0,13	0,01
Co	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	—
Ni	0,03	0,10	0,03	0,03	0,03	0,06	0,045	0,014	—
Ti	0,07	0,50	0,07	0,03	0,07	0,05	0,131	3,0	Следы
V	—	—	0,001	—	—	0,001	0,0003	0,03	—
Cr	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,008	0,02
Cu	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,012	0,002	Следы
Zn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	—
Sn	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,001	—
Ga	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,013	0,002	—
Na	0,30	0,10	0,50	0,30	1,00	0,1	0,383	0,28	—
Ba	0,007	0,004	0,005	0,005	0,005	0,01	0,006	0,0003	—
Mo _(0,0003)	—	—	—	—	—	—	—	0,0002	—
Zr _(0,001)	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02

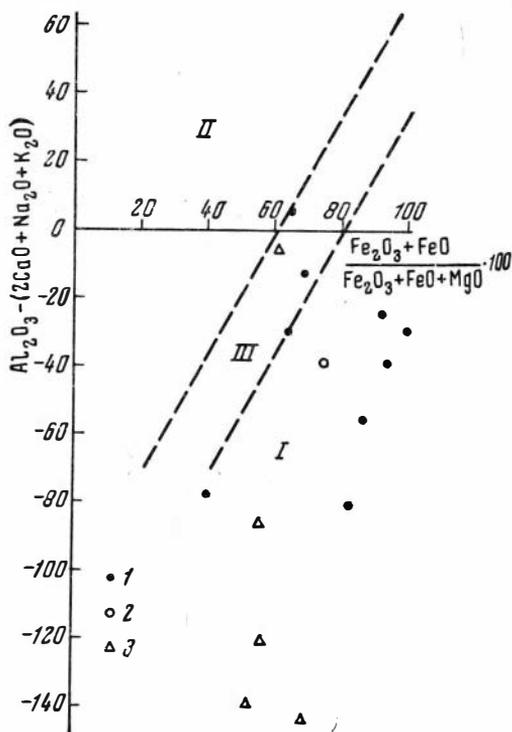
Примечание: 1—обр. 310; 2—обр. 746; 3—обр. 182; 4—обр. 183; 5—обр. 193; 6—обр. 178-А; 7—среднее из шести анализов, приведенных в этой таблице; 8—среднее из 2 анализов титаномагнетита габброидов торгалыкского комплекса; 9—элементы-примеси в магнетите из кварцевых порфиров яломанского комплекса Горного Алтая, по Л. А. Михайловой (1962).

В скобках указана чувствительность спектрального метода при анализе магнетита из пород торгалыкского комплекса.

гранитоидные массивы либо объединялись в один комплекс, либо выделялись в качестве самостоятельных комплексов, но при этом подчеркивалось их генетическое родство [4, 15]. Действительно, гранитоидные массивы во всех районах тесно ассоциируют с габброидами торгалыкского комплекса и встречаются преимущественно в пределах наиболее крупных узлов интрузивных тел. Детальное изучение петрографических и химических особенностей торгалыкского комплекса позволило найти дополнительные признаки, подтверждающие наличие генетической связи основных и кислых пород.

К числу таких признаков относится прежде всего направление дифференциации основной магмы торгалыкского комплекса. Как было показано, в кристаллизационном остатке основной магмы происходит накопление кремнезема и окиси натрия. Легко представить, что в магматическом очаге или на путях подъема основной магмы в верхние структурные этажи может произойти концентрация значительного количества богатой кремнекислотой и щелочами кристаллизационного

остатка, последующая интрузия которого, составляющая вторую фазу становления комплекса, обусловила формирование массивов граносиенитов, кварцевых альбититов, щелочных и биотитовых гранитов. Глубинная дифференциация основной магмы может отличаться от дифференциации в камерах интрузивных тел, происходящей в гипабиссальной обстановке, но общее ее направление, по-видимому, сохраняется. Сравнение гранитоидов, сформировавшихся во вторую фазу становления комплекса, и пегматоидов, залегающих в виде обособлений в массивах



Фиг. 10. Диаграмма В. А. Кутолина [10] для определения генетической связи кислых пород с основной магмой

I — поле кислых пород — производных базальтовой магмы; II — поле батолитовых гранитов; III — «область неопределенных решений»: 1 — кислые породы торгалыкского комплекса, сформировавшиеся во вторую фазу его формирования; 2 — средний состав этих пород; 3 — пегматиты и гранофиры

идных пород были нанесены на диаграмму, по оси абсцисс которой откладывалось отношение железа к магнию, а по оси ординат отмечалась величина $Al_2O_3 - (2CaO + Na_2O + K_2O)$ в атомных количествах. При этом в нижней части диаграммы (фиг. 10) обособилось поле кислых дифференциатов базальтовой магмы, а в верхней части — поле батолитовых гранитоидов, не связанных с базальтовой магмой. Между этими двумя полями В. А. Кутолиным выделена узкая полоса, куда попадают анализы пород той и другой группы, названная им «областью неопределенных решений». Поскольку гранитоиды торгалыкского комплекса сформировались в субплатформенной обстановке, мы можем воспользоваться диаграммой В. А. Кутолина для оценки генетической связи их с базальтовой магмой. Нанесение химических составов гранитоидов на диаграмму (фиг. 10) показывает, что большинство их располагает

основных пород, показывает, что нет полного тождества в их химическом составе. Гранитоиды отличаются более высоким содержанием калия, что может быть обусловлено иными физико-химическими условиями дифференциации основной магмы на глубине. Однако некоторые гранофиры, являющиеся продуктами дифференциации основной магмы в камере интрузивного тела, очень близки по химизму к кварцевым альбититам, сформировавшимся во вторую фазу становления комплекса. Последнее обстоятельство говорит в пользу предположения о происхождении гранитоидов комплекса в результате дифференциации основной магмы.

Петрохимические особенности гранитоидов торгалыкского комплекса также свидетельствуют о генетической связи их с основной магмой. В. А. Кутолиным [10] было произведено сравнение химизма кислых дифференциатов базальтовой магмы платформенных областей и гранитоидных батолитовых плутонов, связанных с базальтовой магмой. Результаты химических анализов двух групп гранитоидов

в поле кислых дифференциатов базальтовой магмы и лишь анализы биотитовых гранитов попадают в «область неопределенных решений».

Необходимо отметить, что в биотитовых гранитах торгалыкского комплекса в большом количестве встречаются переработанные ксенолиты метаморфических пород, указывающие на глубинную ассимиляцию кислой магмой алюмосиликатного материала. По-видимому, процессы ассимиляции сильно изменяют химический состав кислых производных базальтовой магмы. В целом же положение гранитоидов торгалыкского комплекса на рассмотренной диаграмме подтверждает их генетическую связь с основной магмой.

Еще одним признаком генетической связи кислых пород торгалыкского комплекса с основной магмой являются элементы-примеси в магнетите и биотите. Магнетит постоянно присутствует в кислых породах торгалыкского комплекса в небольшом количестве (не более 0,5%) в виде мелких пластинчатых кристаллов. Результаты спектрального анализа магнетита приведены в табл. 7, где для сравнения показано также содержание элементов-примесей в титаномagnetите из габброндов торгалыкского комплекса и в магнетите из кварцевых порфиров яломанского комплекса Горного Алтая. Последний (Л. А. Михалева, 1962) сопоставляется с калбинским гранитоидным комплексом, не обнаруживающим связи с базальтовой магмой и являющимся, по Ю. А. Кузнецову [8], представителем формации «батолитовых биотитовых гранитов». Сравнивая содержание элементов-примесей из кислых пород торгалыкского и яломанского комплексов, легко видеть, что магнетит из щелочных и биотитовых гранитов торгалыкского комплекса в целом

Таблица 8

Элементы-примеси в биотите из гранитов Чумашенского массива
(спектральная лаборатория ИГиГ СО АН СССР, 1963)

Элементы примеси	Граниты Чумашенского массива						
	1	2	3	4	5	6	7
Ca	0,1	0,07	0,1	0,01	0,07	0,5	0,7
Mn	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,3
Ni	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,001	0,0027
Co	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	—
Ti	0,7	0,7	1,0	0,4	0,7	1,0	0,5
V	0,01	0,01	0,01	0,007	0,01	0,02	0,0026
Cr	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,0005	0,001
Zr	0,001	0,001	0,002	—	0,001	0,0003	0,01
Cu	0,001	0,0007	0,0007	0,0002	0,0006	0,002	0,002
Pb	0,001	—	0,001	—	0,0005	—	0,005
Zn	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Ba	0,01	0,007	0,007	0,003	0,007	0,01	0,01
Mo	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	—	0,001
Ge	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	—	0,001
Sn (0,001)	—	—	—	—	—	—	0,02
Li (0,01)	—	—	—	—	—	—	1,0—0,1
Be (0,0003)	—	—	—	—	—	—	0,002
Sc	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,0003	—

Примечание: 1—обр. 182; 2—обр. 183; 3—обр. 193; 4—обр. 178-А, 5—среднее из трех анализов биотита из гранитов Чумашенского массива; 6—среднее из трех анализов биотита габброндов торгалыкского комплекса; 7—элементы-примеси в биотите из гранитов Юстынского массива [14].

В скобках указана чувствительность спектрального метода при анализе биотита из од торгалыкского комплекса.

богаче элементами-примесями и значительно обогащен магнием, марганцем, кобальтом, никелем и титаном, т. е. теми элементами, которые охотнее концентрируются в основных изверженных породах [1]. С другой стороны, цирконий (элемент, концентрирующийся в гранитоидных породах) в значительном количестве содержится в магнетите из яломанского комплекса и не обнаружен спектральным анализом в магнетите из пород торгалыкского комплекса.

Аналогичная картина выявляется при сравнении элементов-примесей биотита из гранитов торгалыкского комплекса (Чумашенский массив) и Юстыдского массива, относящегося к калбинскому комплексу. Оба массива размещаются среди сходных по литологии отложений среднего и верхнего девона, близки по возрасту и территориальному положению. Спектральные анализы биотитов из обоих массивов производились в одной лаборатории. Биотит Юстыдского массива [14] представлен более железистой разновидностью ($N_{g}=1,667-1,671$), чем биотит Чумашенского массива ($N_{g}=1,658-1,661$). Сравнение показывает (табл. 8), что биотит из гранитов Чумашенского массива в целом беднее элементами-примесями. В нем содержится меньше кальция, марганца, циркония, меди, свинца и германия, совершенно не установлены олово, литий и бериллий. Вместе с тем кобальт, титан, ванадий и хром — элементы, характерные для основных изверженных пород [1], — содержатся в биотите Чумашенского массива в повышенном количестве.

ВЫВОДЫ

В самых общих чертах формирование торгалыкского комплекса представляется следующим образом.

1. На конечной стадии развития межгорного девонско-каменноугольного прогиба Тувы в корневых частях, ограничивающих прогиб региональных разломов, происходит возникновение магматического очага генерирующего магму основного состава, близкую к среднему составу габбро-диабазов торгалыкского комплекса.

2. В конце верхнего девона — начале нижнего карбона в условиях относительно повышенной тектонической подвижности основная магма внедряется в верхний структурный ярус, используя для этого наиболее крупные разрывные нарушения. Особенно благоприятными для внедрения магмы явились районы пересечения различно ориентированных разломов.

3. В камерах интрузивных тел происходили кристаллизация и дифференциация основной магмы. Намечаются четыре стадии ее кристаллизации. Первым из магмы выделялся магнезиальный оливин, фракционирование которого приводило к образованию габбро-перидотитов. В вторую стадию происходила одновременная кристаллизация плагиоклаза и моноклинного пироксена (габбро-диабазы) или плагиоклаза пироксена и оливина (оливиновые габбро). В третью стадию выделялись водные силикаты: роговая обманка и биотит. Остаточный расплав обогащался кремнеземом и натрием. Кристаллизация его (четвертая стадия) приводила к формированию пегматитов и гранофилов.

4. Температура кристаллизации оливина и пироксена, судя по распределению в них железа и магния, составляла $700-1000^{\circ}\text{C}$.

5. Основная магма содержала летучие компоненты: воду, углекислоту, соединения серы, хлора и бора. Общее давление летучих не достигало 1000 атм , часто же составляло не более 500 атм .

6. В процессе кристаллизации из магмы выделялись содержащиеся в ней летучие компоненты, которые, поднимаясь в верх по «столбы» еще не остывших изверженных пород, обуславливали их метасоматические изменения.

7. В пределах магматического очага или на путях подъема основной магмы в верхний структурный ярус происходило обособление кремнисто-щелочного остаточного расплава. Внедрение его в период возобновившейся тектонической активности (вероятнее всего, в нижнем карбоне) обусловило формирование граносенитов, кварцевых альбититов, щелочных и биотитовых гранитов (вторая фаза становления комплекса).

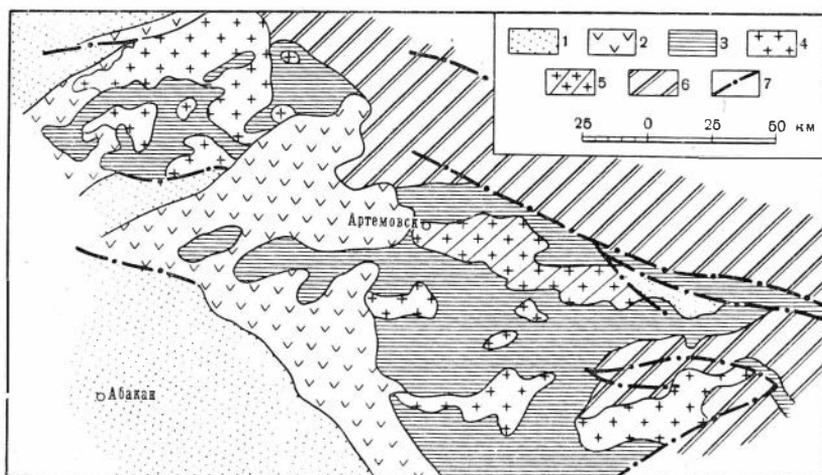
ЛИТЕРАТУРА

1. А. П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Гесхим., 1962, № 7.
2. «Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г.»— Изв. АН СССР. Серия геол., 1960, № 10.
3. Е. И. Гуринова. Особенности кристаллизации породообразующих минералов в шаровых лавах Нижней Тунгуски.— Геол. и геофиз., 1960, № 8.
4. Т. Н. Иванова. Основные черты истории развития магматизма Тувы.— Сов. геол., 1959, № 11.
5. Т. Н. Иванова, Н. И. Полевая и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области.— Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1961, 58.
6. Дж. Кеннеди. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах.— В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
7. А. П. Кривенко и А. Н. Павлов. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 33.
8. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций.— Госгеолтехиздат, 1964.
9. В. А. Кутюлин. Трапповая формация Кузбасса. Изд-во СО АН СССР, 1963.
10. В. А. Кутюлин. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей.— Геол. и геофиз., 1964, № 2.
11. А. П. Лебедев. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— Труды ИГН АН СССР, 1955, 161.
12. В. Н. Лодочников. О генетическом значении главных структур базальтов и диабазов.— Материалы ВСЕГЕИ. Общая серия, 1946, № 7.
13. В. Л. Масайтис. Петрология Аламджахской трапповой интрузии.— Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1958, 22.
14. Л. А. Михалева, Е. И. Никитина. О биотитах пород различных интрузивных комплексов Горного Алтая.— Геол. и геофиз., 1960, № 10.
15. В. М. Немцович. Девонские основные интрузии Тувы и их фациальный анализ.— Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1961, 58.
16. Н. И. Полевая, Г. А. Мурина, В. Д. Спрингсон. Новые данные для уточнения последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии.— Труды 10-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1962.
17. Н. Н. Предтеченский, Э. И. Янов. Методы анализа цикличности осадконакопления и осадочные серии девона Саяно-Алтайской области.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
18. М. М. Рубинштейн. О достоверности новейших геохронологических шкал и возможности их уточнения.— Труды 10-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1962.
19. Е. Ссадецкий-Кардош. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессе петрогенезиса.— В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I. Изд-во АН СССР, 1961.
20. В. Трегер. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
21. Е. К. Устиев. Аникийский вулкан. Госгеолтехиздат, 1961.
22. В. Эйтель. Физическая химия силикатов. ИЛ, 1962.
23. P. Bartholome. L'interpretation petrogenetique des associations d'olivine et d'orthopyroxene. Annales de la Soc. Geol. de Belgique, 83, Juillet, 1960.
24. N. I. Bowen. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic, and related magmas.— Amer. J. Sci., 1915, 40.
25. G. M. Brown. Co-existing pyroxenes in igneous assemblages: a re-evaluation of the existing data on tie-line orientation.— Geol. Mag., 1961, 98, № 4.
26. H. Ramberg and G. Devore. The distribution of Fe⁺⁺ and Mg⁺⁺ in coexisting olivines and pyroxenes.— J. Geol., 1951, 59, № 3.
27. H. S. Yoder. Diopside-anortite-water system at 5000 bars.— Bull. Geol. Soc. Amer., 66, 1955, № 12.
28. H. S. Yoder, C. E. Tilley. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.— J. Petrol., 1962, 3, № 3.

ШИНДИНСКИЙ ПЛУТОН ОЛЬХОВСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА

Восточный Саян

Важное место в истории развития Алтае-Саянской складчатой области занимают нижнепалеозойские гранитоидные интрузии, представленные крупными весьма сложными по своему строению и составу батолитообразными плутонами, составляющими иногда более пятидесяти процентов площади обширных регионов.



Фиг. 1. Схема размещения гранитоидов Ольховского комплекса

1 — девонские осадочные отложения Минусинского прогиба; 2 — девонские вулканогенные отложения Минусинского прогиба; 3 — нижнепалеозойские отложения Сисим-Казырского синклиория; 4 — гранитоиды Ольховского комплекса; 5 — Шиндинский плутон; 6 — докембрийские отложения Восточно-Саянского антиклиория; 7 — разломы

К таким интрузиям относятся Беллыкский и Ольховский гранитоидные комплексы, известные в северо-западной части Восточного Саяна. Массивы этих комплексов размещаются в раннекаледонских (салаиских) складчатых структурах Сисим-Казырского синклиория (фиг. 1). Соседние более древние структуры Восточно-Саянского антиклиория и более молодые структуры Минусинского межгорного прогиба лишены

подобных интрузий. В пределах Сисим-Казырского синклиория намечается приуроченность беллыкских и ольховских гранитов к внутригеосинклинальным поднятиям мегантиклинального типа, характеризующимся широким развитием карбонатно-терригенных и вулканогенных отложений нижнего и отчасти среднего кембрия. Граниты прорывают эти отложения и трансгрессивно перекрываются имирской вулканогенной свитой, залегающей в основании девонских отложений Северо-Минусинской впадины [37]. Состав, строение и развитие гранитоидных комплексов очень сложны и изучены далеко недостаточно. Нет единства взглядов на объемы, содержание и происхождение этих комплексов. Так, например, беллыкские граниты одними исследователями (Б. П. Зубкус и Е. А. Шнейдер) объединяются в единый сложный Беллыкский комплекс, другими (В. Н. Долгова и А. Д. Шелковников) — разделяются на два комплекса: более ранняя интрузия плагиогранитов и гранодиоритов относится при этом к Ольховскому комплексу, а следующая по времени формирования интрузия нормальных калиевых гранитов — к Бuedжульскому. Для решения всех этих вопросов необходимы специальные петрологические исследования отдельных, наиболее типичных плутонов данных комплексов. К сожалению, приходится констатировать отсутствие работ, выполненных в этом плане.

В настоящей статье предпринята попытка восполнить в какой-то мере этот пробел. В ней подробно характеризуется очень крупный по размерам и сложный по своему строению Шиндинский плутон, наиболее полно представляющий Ольховский гранитоидный комплекс.

ОЛЬХОВСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС **(общие сведения)**

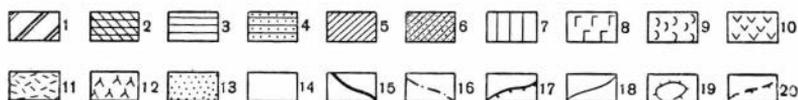
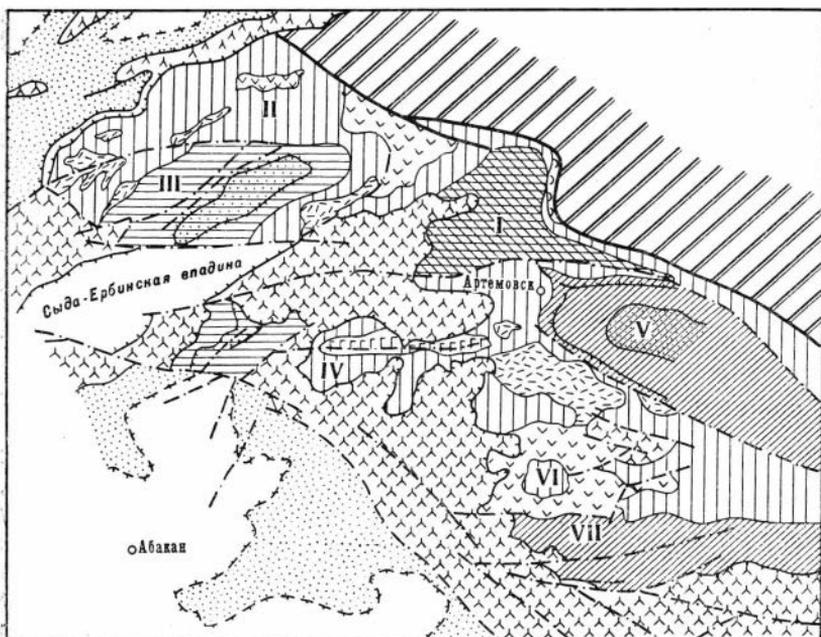
Гранитоидные массивы Ольховского комплекса пользуются широким развитием в юго-восточной части Сисим-Казырского синклиория (см. фиг. 1). Степень их изученности различна. Лучше изучены гранитоиды Артемовского золоторудного района, развитые в бассейнах рек Ольховки и Чибижека и слагающие лишь очень небольшую северо-западную часть Шиндинского плутона. Они были впервые детально описаны А. Я. Булынным [3] в качестве особой Ольховско-Чибижеской гранитоидной интрузии. Впоследствии это название было распространено на весь комплекс аналогичных гранитоидов данной части Восточного Саяна. Интрузии этого комплекса изучались в ходе геологических съемок Ф. Я. Паном, А. В. Третьяковым, В. М. Чаиркиным, Р. Ш. Залылеевым, А. Д. Шелковниковым, В. М. Ярошевичем, В. И. Беренгиловым, В. В. Беренгиловой, А. И. Анатольевой, В. Д. Чеховичем, Е. А. Шнейдером, Б. П. Зубкус, В. И. Герасименко, П. И. Ролдугиным, Б. М. Шамониным, И. А. Смирновой, Г. А. Гревцовым, М. Б. Дзетовецким, Г. С. Прокиным, В. Н. Гребенщиковым, Ю. И. Шеломовым, Б. Ф. Хромы, В. А. Гридневым и другими геологами Красноярского геологического управления. В результате этих работ получены данные по геологии различных представителей Ольховского комплекса. Краткие сведения об этом комплексе и геологии района имеются в ряде опубликованных работ [5, 7, 8, 16, 22, 24, 25, 30, 35, 36]. Наиболее полно описан Ольховский комплекс А. Д. Шелковниковым. Им кратко охарактеризовано пять массивов принадлежащих к ольховскому комплексу, высказана мысль о комагматичности гранитоидов комплекса с андезито-дацитовой серией эффузивов (кизирская свита), сделан вывод о гранитоидной природе комплекса.

По данным многочисленных исследователей, геологическое положение, состав и эволюция Ольховского комплекса рисуются следующим образом.

Представляющие комплекс массивы размещаются в пределах Кизир-Казырского раннекаледонского геосинклинального прогиба, ограниченного с севера и северо-востока докембрийскими выступами Восточно-Саянского антиклинория, а с юга и запада — девонскими отложениями Северо-Минусинской впадины. Прогиб выполнен преимущественно карбонатными и карбонатно-терригенными формациями. В низах разреза доминируют карбонатные и песчано-карбонатно-сланцевые отложения нижнего кембрия, объединяемые в западной части прогиба в камешковскую, а в восточной, собственно кизир-казырской части — в колпинскую, балахтисонскую и чибижекскую свиты. В составе среднекембрийских отложений, выделяемых в разных местах под названием кнышинско-ирбинской, монсеевской и осиновской свит, преобладают вулканогенно-граувакковые комплексы пород. Нижнекембрийские вулканогенные комплексы спилито-кератофирового ряда, известные в составе тарбатской (по Е. А. Шнейдеру и Б. П. Зубкусу), колпинской (по А. Д. Шелковникову) и кизирской (по В. В. Хоментовскому) свит, пользуются ограниченным развитием, размещаясь, как правило, в узких локальных зонах. В юго-восточной части прогиба, в бассейнах рек Кизир и Казыр, развиты более молодые отложения, представленные среднекембрийским вулканогенным комплексом базальт-андезит-дацитового состава (кизирская или витебковская свита) и существенно обломочной, предположительно ордовикской толщей (черемшанская свита). По данным большинства исследователей, эти отложения перекрывают нижележащие кембрийские свиты с ясно выраженным структурным несогласием. Мощность ниже- и среднекембрийских отложений достигает в отдельных частях Кизир-Казырского прогиба 5—6 км, что свидетельствует об устойчивом и длительном погружении этой области.

Кизир-Казырский прогиб обладает сложным внутренним строением. Слагающие его толщи собраны в антиклинальные и синклинальные складки, осложненные дизъюнктивными нарушениями и складками более высоких порядков. А. А. Моссаковский [25] различает два типа структур: относительно спокойные, широкие мегантиклинали и мегасинклинали, характеризующиеся устойчивым карбонатно-терригенным типом разреза, и значительно более напряженные промежуточные зоны мелких складок и разломов, отличающиеся резкой фациальной изменчивостью и существенно вулканогенным составом слагающих толщ (фиг. 2). В ядрах крупных антиклинальных структур иногда вскрываются докембрийские отложения: синийские известняки павловской или овсянковской свит и протерозойские кристаллические сланцы кувайской серии. Внутренние структуры Кизир-Казырского прогиба характеризуются четко выраженной линейностью. Они расходятся веерообразно на запад от расположенного в среднем течении р. Казыр Базыбайского выступа докембрийских кристаллических пород. Здесь, в области сочленения Западного и Восточного Саянов, намечается виргация структур Кизир-Казырского прогиба. Одни из них ориентированы в северо-западном (восточно-саянском) направлении, другие простираются на юго-запад, согласно господствующему направлению складчатости северо-саянской зоны Западного Саяна.

Массивы ольховского комплекса обнаруживают соподчиненность внутренним структурам Кизир-Казырского прогиба. Это крупные, удлиненные в плане тела, вытянутые согласно структурам вмещающих толщ. Большинство гранитоидных массивов приурочено к структурам мегантиклинального типа, наиболее крупные из них размещаются в пределах Ольховской мегантиклинали и Таятско-Сретенского (Базыбайского) выступа, что отчетливо видно при сопоставлении геологической и тектонической карт данной части Восточного Саяна (см. фиг. 1 и 2).



Фиг. 2. Тектоническая схема северо-западной части Восточного Саяна (по А. А. Моссаковскому)

1 — докембрийская (байкальская) складчатая зона Восточного Саяна; 2 — выступы досинийского (дрифейского) фундамента, Верхнекембрийская (салаирская) складчатая зона; 3 — мегасинклинали и крылья мегантиклиналей на приподнятых массивах, сложенных карбонатными формациями синия и кембрия сокращенной мощности; 4 — магантиклинали на приподнятых массивах, сложенных карбонатными формациями синия и кембрия сокращенной мощности; 5 — мегасинклинали и крылья мегантиклиналей на опущенных массивах, сложенных песчано-карбонатно-сланцевыми, рифогенно-известняковыми и граувакковыми формациями кембрия повышенной мощности; 6 — мегантиклинали на опущенных массивах, сложенных песчано-карбонатно-сланцевыми, рифогенно-известняковыми и граувакковыми формациями синия и кембрия повышенной мощности; 7 — промежуточные вулканические зоны с широким развитием мелких складок и разломов; 8 — площади распространения синийско-кембрийской спилито-кератофировой формации в вулканических зонах; 9 — площади распространения синийско-кембрийской зеленокаменно-сланцевой формации в вулканических зонах; 10 — площади распространения нижнекембрийской спилито-диабазовой подформации в вулканических зонах; 11 — площади распространения среднекембрийской порфиритовой формации в вулканических зонах; 12 — ниже-среднедевонский красноцветно-вулканогенный структурный комплекс. Средне-верхнепалеозойский осадочный чехол Минусинских впадин; 13 — внутренние и краевые поднятия; 14 — прогибы; 15 — глубинные разломы; 16 — прочие разломы; 17 — границы структурных ярусов и комплексов; 18 — границы массивов и вулканических зон; 19 — контуры нижепалеозойских складчатых структур; 20 — контуры средне-верхнепалеозойских складчатых структур. Цифры на схеме обозначают: I — Сыдинский выступ; II — Беллык-Сисимская промежуточная зона; III — Батеневское внутригеосинклинальное поднятие. Южно-Минусинский внутригеосинклинальный прогиб; IV — Шущенская промежуточная зона; V — Артемовская мегантиклиналь; VI — Кизирская промежуточная зона; VII — Сретенско-Таятский массив

промежуточных зонах преобладают ниже-среднекембрийские интрузивные и вулканогенные комплексы основного состава.

Возрастные границы Ольховского комплекса устанавливаются в широких пределах — от среднего кембрия до силура. Нижняя граница разделяется прорыванием гранитами среднекембрийских (по данным

некоторых исследователей, верхнекембрийских) эффузивов кизирской свиты, верхняя — на основании трансгрессивного налегания на граниты силуро-девонских вулканогенных отложений имирской свиты. Принципиально важным является то обстоятельство, что гранитоидные интрузии Ольховского комплекса внедрялись позднее андезито-дацитового комплекса эффузивов кизирской свиты, выполняющей спокойные пологие складки и несогласно налегающей на сложно дислоцированные терригенно-карбонатные отложения нижнего — среднего кембрия¹. Это может свидетельствовать о том, что внедрение ольховских интрузий происходило после главной фазы складчатости, предшествовавшей эффузивам кизирской свиты.

Состав, строение и порядок становления массивов Ольховского комплекса изучены недостаточно и служат предметом существенных разногласий. В составе комплекса преобладают граниты (преимущественно натриевого ряда), гранодиориты и тоналиты, широким развитием пользуются диориты, в краевых частях и за пределами главных массивов отмечаются габбро-диориты и габбро, играющие незначительную, явно подчиненную роль. В составе некоторых крупных и сложных плутонов иногда обнаруживаются нормальные калиевые порфировидные граниты и граносиениты, однако в последнее время эти породы выделяют обычно в более молодой самостоятельный гранитоидный комплекс — Бuedжульский или Беллыкский. В дайковой фации преобладают диабазы и диабазовые порфириты, диорит-порфириты и лампрофиры; аплиты, пегматиты и различного типа порфиры проявлены относительно слабо.

Разнообразие пород комплекса находит у разных исследователей разное объяснение. Большинство считает комплекс многофазным, при этом всеми устанавливается одинаковая последовательность и закономерная направленность изменения состава фаз: основные и средние по составу интрузии сменяются все более кислыми, вплоть до гранитов. Обычно выделяется три крупных этапа в становлении массивов Ольховского комплекса. В первый этап проявилась незначительная по размерам интрузия габбро, которую иногда предположительно выделяют в самостоятельный, более ранний габброидный комплекс. Во вторую стадию происходило массовое внедрение магмы среднего и кислого составов, в результате чего образовались крупные интрузивные тела диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов. В последнюю очередь внедрялась наиболее кислая магма, образовавшая ряд сравнительно мелких, дополнительных тел адамеллитового состава. Наиболее значительный по масштабам второй этап иногда подразделяется на ряд более мелких фаз внедрения. В формировании пород второго этапа значительное место отводится глубинной и местной ассимиляции, в результате которой возникли различные по составу гибридные породы. Некоторые исследователи переоценивают роль этого процесса, объясняя все разнообразие пород комплекса явлениями ассимиляции и гирридизма.

В Кизир-Казырском районе к Ольховскому комплексу относятся девять крупных и значительное количество более мелких массивов. Наиболее крупным и представительным является Ольховско-Чибжекский, или, точнее, Шиндинский, плутон. Ниже приводится подробное описание особенностей строения, состава и становления этого плутона.

¹ А. Д. Шелковников [36] рассматривает ольховские интрузии и кизирские эффузивы как близкие по возрасту комагматические образования.

Шиндинский плутон располагается в центральной части четко выраженного антиклинального поднятия, выделяемого А. А. Моссаковским (1963) в качестве Артемовской мегаантиклинали, имеющей в плане эллипсоидальную форму и вытянутой в северо-западном направлении согласно господствующим структурам Восточного Саяна (см. фиг. 2). Район сложен преимущественно песчано-карбонатно-сланцевыми, рифогенно-известняковыми и граувакковыми формациями повышенной мощности.

Вмещающие плутон отложения образуют крупную, около 100 км протяженностью и до 35—40 км шириной, северо-западного простирания антиклиналь, известную под названием Ничкинской (фиг. 3). Ось складки закономерно погружается на северо-запад, крылья значительно усложнены дополнительной складчатостью и дизъюнктивными нарушениями. Антиклиналь имеет четко выраженное асимметричное строение. Северное крыло, срезанное системой нарушений, связанных с восточно-саянской зоной разломов, сложено преимущественно нижнекембрийскими карбонатно-терригенными отложениями, тогда как южное характеризуется более полным разрезом, в его строении принимают участие среднекембрийские вулканогенно-осадочные свиты. Простирание складчатости выдержанное, близкое к широтному. Крутые, часто меняющиеся на обратные падения свидетельствуют о гофрированном характере крыльев.

В сложении Ничкинской антиклинали принимают участие протерозойские, синийские и ниже-среднекембрийские отложения.

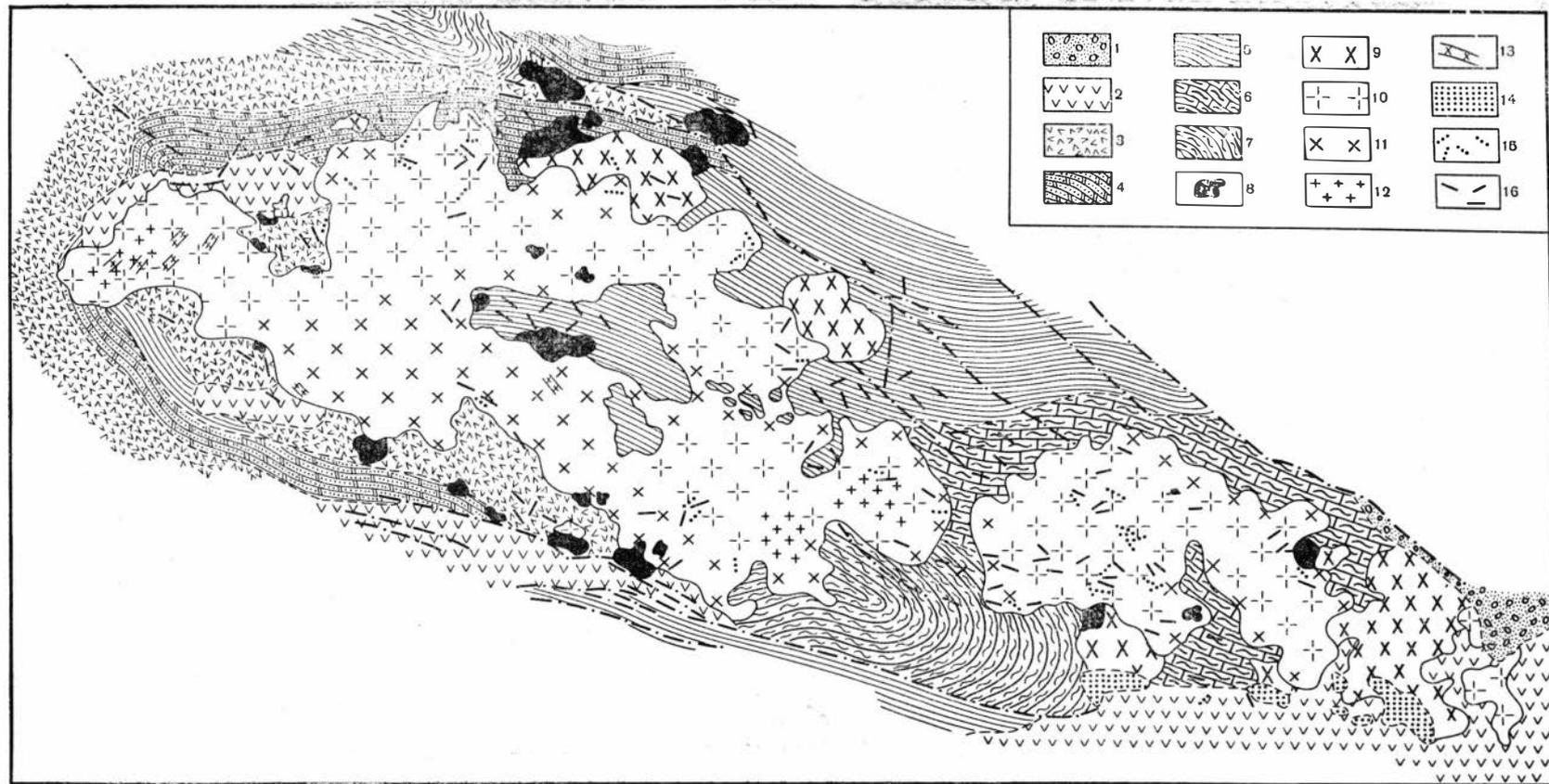
Протерозойские и синийские отложения вскрываются в ядре антиклинали, в наиболее приподнятой юго-восточной ее части. Протерозойский комплекс представлен метаморфическими сланцами кувайской серии, объединяемыми в бахтинскую свиту (Pt_2). В составе последней преобладают хлорит-актинолитовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы, содержащие иногда линзы известняков. Отложения бахтинской свиты отличаются исключительно сильной дислоцированностью, несогласной с общим направлением складчатости в Ничкинской антиклинали.

Синийские отложения, вскрывающиеся также в ядре антиклинали, более близки по составу и характеру залегания к кембрийским. Они представлены павловской или овсянковской существенно карбонатной свитой, сложенной темными, иногда слонстыми битуминозными известняками с маломощными прослоями кварцитов. В пределах ничкинской структуры павловские известняки непосредственно контактируют с Шиндинским массивом и, как правило, мраморизованы. В. В. Хоментовский, впервые выделивший эти свиту, датировал ее верхним протерозоем.

В крыльях Ничкинской антиклинали преобладают кембрийские отложения, достигающие особенно широкого развития в северо-западной части, где намечаются погружение и замыкание складки.

Основание кембрийского разреза сложено песчано-сланцевыми отложениями колпинской свиты (St_1), в составе которой доминируют интенсивно рассланцованные конгломераты, песчаники и алевролиты, глинистые и филлитовидные сланцы. В обломках преобладают кремнистые, иногда карбонатные породы, в цементе — известковый материал. В отдельных местах широким развитием пользуются серые мергелистые известняки. Севернее Шиндинского разлома, нарушающего северное крыло Ничкинской антиклинали, в составе колпинской свиты отмечаются горизонты зеленокаменных вулканогенных пород: спилитов, диабазов, альбитофиоров и их туфов.

Выше по разрезу песчано-сланцевая толща постепенно сменяется карбонатно-терригенными отложениями, в составе которых выделяются



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта Шиндинского плутона. Составлена Г. С. Федосеевым, Г. В. Поляковым, А. Е. Телешевым и С. М. Николаевым с использованием материалов геологических съемок Минусинской комплексной экспедиции Красноярского геологического управления

1 — красноцветные отложения — D₂: конгломераты, песчаники и алевролиты (порожинская свита); 2 — вулканогенные отложения — Ст₂-₃: альбитофиры, андезитовые, лабрадоровые, диабазовые порфириды и их туфы (кизирская или витебковская свита); 3 — вулканогенно-осадочные отложения — Ст₁-₂: туфо-песчаники, туфосланцы, эффузивы кислого и среднего составов (осиновская и моисеевская свиты); 4 — терригенно-карбонатные отложения — Ст₁: конгломераты, известняки, доломиты (балахтинская и чибийская свиты); 5 — песчано-сланцевые отложения — Ст₁: конгломераты, песчаники, алевролиты и сланцы с линзами мергелистых известняков (колпинская свита); 6 — карбонатные отложения — Sp: мраморизованные и битуминозные известняки (овсянковская или павловская свита); 7 — толща метаморфических хлорит-актинолитовых и кварц-хлорит-серцитовых сланцев — Pt₂ (бахтинская свита, кувайская серия); 8 — габбро, габбро-пориты и габбро-диориты; 9 — диориты и кварц-

ве свиты: балахтисонская, сложенная преимущественно конгломератами и светло-серыми известняками, и чибижекская, существенно известняковая с горизонтами доломитов, кремнистых и туфогенных пород. Возраст песчано-сланцевых (колпинская свита) и карбонатно-терригенных (балахтисонская и чибижекская свиты) отложений достаточно надежно датируется по многочисленным находкам фауны нижним кембрием [25].

В южном крыле и в северо-западной опущенной части Ничкинской антиклинали широким развитием пользуются вулканогенно-осадочные отложения осиновской свиты ($Ст_{1-2}$). В составе этих отложений преобладают зеленоцветные и лиловые, обычно сланцеватые туфогенные породы: туфопесчаники, туфогенные алевролиты и туфосланцы, чередующиеся с нормальными туфами и эффузивами кислого и среднего составов. Возраст свиты определяется фаунистически верхами нижнего — низами среднего кембрия [25].

Сложно дислоцированные отложения нижнего и среднего кембрия трансгрессивно перекрываются эффузивами кизирской свиты, слагающими дополнительные относительно спокойные складки, усложняющие южное крыло Ничкинской антиклинали. Свита сложена преимущественно средними и основными, в меньшей мере — кислыми эффузивами и их туфами, содержащими прослойки серо-зеленых тонкослоистых кремнистых сланцев. Обращают на себя внимание слабая степень диагенеза и положение залегающих отложений кизирской свиты, вследствие чего они иногда даже принимаются за девонские. Среди эффузивов преобладают андезитовые и лабрадоритовые порфириды. Плаггиоклазы вкрапленников характеризуются значительной степенью свежести, в андезитах четко выражена зональность. В основной массе, как правило, сочетаются микролиты с микрофельзитовым базисом. В некоторых случаях устанавливаются реликты стекловатого базиса. В лабрадоритовых порфиридах наблюдается сочетание плаггиоклаза высокой основности со сравнительно кислой, богатой стеклом, основной массой. Значительно меньшим развитием пользуются эффузивы основного состава — плаггиоклази-микросеновые и диабазовые порфириды, и кислые разновидности, отвечающие по составу кварцевым альбитофирам. Эффузивы иногда чередуются с игнимбритами, туфами и граувакками, сложенными плохо сортированными обломками тех же эффузивов. Возраст кизирской свиты большинством исследователей ограничивается средним кембрием, однако некоторые исследователи расширяют интервал возможного ее возраста с среднего кембрия до ордовика.

Юго-восточная часть Ничкинской антиклинали обрезана молодыми нарушениями, ограничивающими Кизирский девонский грабен, выполненный красноцветной порожнинской свитой конгломератов, песчаников и алевролитов среднего девона.

Шиндинский плутон приурочен к осевой части Ничкинской антиклинали, грубо повторяя в плане ее форму, и кажется, на первый взгляд, конкордантным. Вместе с тем обнаруживаются признаки несогласия плутона со структурами вмещающих пород. Обращает на себя внимание то, что в северо-западной, наиболее погруженной части Ничкинской антиклинали массив явно расширяется, тогда как в случае согласного залегания он должен быть, напротив, сужен. Шиндинский плутон контактирует в разных своих частях со всеми обнажающимися в районе свитами, прорезая всю многокилометровую по мощности толщу отложений, образующих Ничкинскую антиклиналь, и в том числе кизирские эффузивы, залегающие несогласно на отложениях нижнего и среднего кембрия. Все это наглядно проявляется при рассмотрении формы и особенностей внутреннего строения плутона.

Шиндинский плутон

Шиндинский плутон располагается в среднем течении р. Кизир, обнажаясь в бассейнах правых его притоков — рек Нички, Шинды и Жеби. На современном эрозионном срезе он картируется в виде нескольких массивов, наиболее крупными из которых являются Ольховский образующий большую, западную часть плутона, Ничкинский, расположенный в среднем течении р. Нички, и самый малый из трех — Подпорожный, обнажающийся в юго-восточной оконечности плутона, в районе Третьего кизирского порога (см. фиг. 3). Массивы следуют друг за другом в северо-западном направлении согласно с простиранием Ничкинской антиклинали. Они разделены ничтожно малыми по размерам перемычками вмещающих пород и, вероятнее всего, соединяются на глубине, образуя единое, сложное по форме, огромное батолитообразное тело. Кроме перечисленных главных гранитоидных массивов, в экзоконтактах и вблизи плутона вскрывается ряд небольших по размерам интрузивных тел габброидного состава.

Общая протяженность обнаженной части Шиндинского плутона равняется 100 км, ширина изменяется от 5—7 до 25 км, суммарная площадь составляет около 1300 км². Плутон имеет весьма сложную в плане конфигурацию, его границы, очень неровные и извилистые, изобилуют заливами и выступами вмещающих пород; особенно сложными очертаниями отличаются поля гранитов. Изменчивая, извилистая форма границ определяется, вероятно, двумя причинами: во-первых, сложным характером контактов плутона и, во-вторых, значительной расчлененностью современного рельефа. Контакты плутона обычно погружаются в сторону вмещающих пород. Углы падения постоянно меняются, однако в целом устанавливается крутое падение северного контакта (в районе Артемовска отмечается даже обратное, южное его падение и более пологое — южного). Таким образом, плутон имеет, судя по всему, асимметричную форму.

Рельеф поверхности плутона также сложный. Об этом свидетельствуют многочисленные останцы и провесы кровли, изобилующие в экзоконтактах плутона, особенно в западной, наиболее погруженной его части. Размеры останцов меняются в широких пределах — от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а то и нескольких километров в поперечнике. Наиболее значительным по размерам (55 км²) является Нырдинско-Чинжебинский останец, расположенный в центральной части Ольховского массива, между реками Шиндой и Нырдой. Останец представлен отложениями колпинской и, возможно, осиновской свит прорванными небольшим по размерам габбровым интрузивом. Породы колпинской свиты и Верхнечинжебинского габброидного интрузива в многих местах инъецированы гранитным материалом. По мнению А. Д. Шелковникова, в данном случае вскрывается не кровля, а почти Шиндинского плутона, который трактуется при этом как межформационный конкордантный лакколит. Полученные нами данные пока не согласуются с этим выводом. Прежде всего сама форма массива оказывается более сложной и в значительной степени несогласной. Отложения северного экзоконтакта, под которые погружаются граниты. Многочисленные инъекции гранитного материала, наблюдаемые в останце, должны быть более свойственны кровле массива. Наконец, предварительные гравиметрические данные² по двум профилям, пройденным через этот останец, позволяют предполагать, что под ним продолжается тело гранитов, так как существенных изменений аномалии силы тяжести

² Данные получены группой геофизиков ИГиГ под руководством Е. П. Пучко

этом участке не фиксируется и останец никак не обнаруживается в общем гравитационном поле, полученном для гранитов.

Особенно многочисленны останцы вмещающих пород в южной части Ольховского массива, сложенной пестрыми по составу гранитоидами, содержащими большое количество в разной степени переработанных ксенолитов. В Ничкинском массиве останцы встречаются в основном в эндоконтактах. Если при этом учесть, что Ничкинский массив залегает преимущественно в протерозойских отложениях нижнего структурного этажа, то можно полагать, что в этой, явно приподнятой части Ничкинской антиклинали вскрываются более глубокие горизонты Шиндинского плутона. Подпорожный массив, залегающий в отложениях кизирской свиты, является, судя по всему, апофизой или сателлитом Ничкинского.

В строении Шиндинского плутона принимают участие разнообразные по составу породы, среди которых различаются две четко разновременные группы. К первой относятся габбро, габбро-нориты, диориты и кварцевые диориты, образующие отдельные, явно догранитные интрузивные тела, расположенные в краевых и апикальных частях плутона и за его пределами. Во вторую группу объединяются пестрые по составу гранитоиды: граниты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты и адамеллиты, слагающие главные массивы Шиндинского плутона.

Интрузия габбро и диоритов

В составе этой интрузии различаются две категории тел, одна из которых сложена достаточно выдержанными по составу трахитоидными габбро и габбро-диоритами, а вторая — преимущественно кварцевыми диоритами, среди которых встречаются более основные разновидности — диориты.

Габбровые тела имеют, как правило, небольшие размеры и размещаются независимо от плутона, в пределах которого они встречаются лишь в качестве останцов, причем обычно в сочетании с вмещающими породами. Это слегка удлиненные, реже изометричные в плане, иногда с очень слабо проявленными признаками расслоенности тела, располагающиеся обычно цепочкой друг за другом, согласно дизъюнктивным нарушениям северо-западного простирания (см. фиг. 3). Наиболее значительными по размерам являются Балахтисонский, Тартоякский и Московский интрузивы, расположенные в северо-западной части Ничкинской антиклинали, и интрузив Хайрюзового Белка, находящийся в южном контакте Ничкинского массива. Кроме того, в южном контакте и в центральной части Шиндинского плутона встречается большое количество более мелких тел габброидов аналогичного состава и строения. В некоторых телах южного фланга встречаются глубоко измененные мелкозернистые диориты, габбро-диабазы и диорит-диабазы. Возможно, это более древняя интрузия метагаббро, известная в районе под названием Шиндинского комплекса, сопоставляемого по времени формирования с нижнекембрийскими спилито-диабазовыми эффузивами. Не исключено, что некоторая часть таких диоритов представляет собой глубоко измененные и перекристаллизованные в контакте с гранитами эффузивы основного состава.

Общая площадь выходов габбровых тел, расположенных внутри плутона и в непосредственной к нему близости, составляет около 80 км², что отвечает 6% площади всего плутона. Аналогичные габброидные тела отмечаются далеко за пределами Шиндинского плутона в левобережье р. Кизир (междуречье Кизира и Казыра) и севернее р. Шинды (бассейны рек Балахтисона и Малой Шинды).

Состав типичных габброидов меняется незначительно, относительно свежие их разности представлены габбро-норитами, оливиновыми и роговообманковыми габбро. Характерны планпараллельные, трахитоидные текстуры. В мелких телах и в эндоконтактах встречаются порфировидные и офитовые габбро.

Наиболее типичны габбро-нориты. Ими сложены Верхнечинжебинский и Тартоякский интрузивы, в большинстве других тел обычно устанавливается их присутствие. Для габбро-норитов характерна изменчивость состава плагиоклазов и количественных соотношений цветных минералов.

Верхнечинжебинское тело, входящее в состав Нырдинско-Чинжебинского останда, сложено габбро-норитами, отличающимися очень высокой основностью плагиоклазов (№ 88—90). Микроструктура пород габбровая, на отдельных участках призматически зернистая. Состав характеризуется следующими количествами минералов: плагиоклаз — 50, клинопироксен — 15, ортопироксен — 12, оливин — до 1%, амфиболы — около 20 и рудные минералы — 2%. Плагиоклаз отличается резким идиоморфизмом и высокой степенью свежести. Моноклинные пироксены представлены железистым салитом ($c: Ng=44^\circ; Ng=1,712\pm 0,006; Np=1,690\pm 0,002; 2V=54^\circ$), а ромбические — гиперстеном ($2V=-64^\circ; Ng=1,710\pm 0,004; Nm=1,702\pm 0,004; Np=1,695\pm 0,004$).

Среди амфиболов четко различаются буро-зеленая магматическая роговая обманка ($c: Ng=17-20^\circ; 2V=-75^\circ$) и светло-зеленый уралит. Представленный актинолитом ($c: Ng=18^\circ; 2V=-84^\circ$). В переменных количествах присутствуют эпимагматический кварц и обычно сопутствующий ему биотит ($Ng=1,637\pm 0,003; Np=1,587\pm 0,003$).

В этом же теле встречены нормальные габбро-нориты (содержащие 21% ромбических и 19% моноклинных пироксенов), меланократовые (содержание цветных минералов достигает 55—60%) и лейкократовые (цветная часть составляет 10—15%) разности. В лейкократовых габбро основность плагиоклазов снижается до № 70. Отмеченные изменения в составе Верхнечинжебинского интрузива позволяют предполагать его расслоенность, наблюдать которую непосредственно не удается из-за плохой обнаженности.

Габбро-нориты Тартоякского интрузива отличаются пойкилоофитовой структурой, присутствием в составе цветных минералов оливина и меньшей основностью плагиоклазов (№ 60). Цветные минералы по составу и свойствам близки к минералам охарактеризованных выше верхнечинжебинских габбро-норитов и оливиновых габбро Хайрюзового Белка. Оливин магнезиальный, близок по составу к хризолиту ($2V=-79^\circ$), пироксены представлены салитом ($2V=53^\circ; c: Ng=39^\circ; Ng=1,714\pm 0,002; Np=1,691\pm 0,002$) и гиперстеном ($2V=-57^\circ; Ng=1,714\pm 0,004; Nm=1,702\pm 0,002; Np=1,699\pm 0,004$), роговая обманка — базальтическая ($c: Ng=6^\circ; Ng=1,691\pm 0,004; Np=1,677\pm 0,002$). В измененных разностях широким развитием пользуются уралит ($2V=-77^\circ; c: Ng=16^\circ; Ng=1,678\pm 0,003; Ng=1,649\pm 0,003$) и биотит ($Ng=1,654\pm 0,003; Np=1,594\pm 0,003$).

Оливиновые габбро встречаются почти в каждом габбровом теле, однако распознаются они с большим трудом, так как при изменении габброидов оливин разрушается и замещается в первую очередь. Лучшее всего оливиновые габбро представлены в небольшом по размерам Хайрюзовом интрузиве, залегающем в кровле Ничкинского массива. Интрузив сложен в разной степени раскристаллизованными, от мелко до грубозернистых, трахитоидными габбро, отчетливо метаморфизованными со стороны гранитов. Микроструктура пород габбровая, иногда призматически зернистая, на отдельных участках — пойкилоофитовая. Количественно-минералогический состав: плагиоклаз — 64, клино-

пироксен — 16, ортопироксен — 4, оливин — 8, амфибол — 7, рудный минерал — 1%. Плагноклаз обладает высокой основностью (№ 70—80). Клинопироксен, отвечающий салит-авгиту ($2V = +54^\circ$, $Ng = 1,708 \pm \pm 0,004$, $Np = 1,686 \pm 0,002$), образует самостоятельные зерна. Ромбический пироксен обрастает зерна оливина, соответствующего по составу хризолиту ($2V = -88^\circ$, $Nm = 1,685$). Амфиболы представлены буро-зеленой роговой обманкой, образующей отдельные зерна и реакционные каймы вокруг зерен клинопироксена. Роговая обманка и пироксены замещаются актинолитом. Оливиновые габбро других тел имеют в общем близкий состав, иногда меняется состав плагноклазов, основность которых может снижаться до № 60, в небольших пределах колеблются количественные соотношения цветных минералов.

Самые распространенным типом пород этой группы являются амфиболовые габбро, присутствующие в тех или иных количествах в каждом габброидном интрузиве. Они отличаются более низкой основностью плагноклазов (№ 50—60) и преобладанием среди цветных минералов буро-зеленой роговой обманки и актинолита. В ряде случаев устанавливаются реликты пироксенов и оливина, свидетельствующие о том, что определенная часть амфиболовых габбро образована по габбро-норитам и оливиновым габбро при их амфиболизации. Амфиболизация связана с автотематоморфическими процессами, а также с метаморфизирующим воздействием гранитов.

Химический состав относительно свежих разностей габброидов достаточно выдержан, о чем свидетельствуют данные, приведенные в табл. 1.

Наиболее свежие разности габбро-норитов и оливиновых габбро (816а, 668б, 1224) близки к оливиновым габбро по Р. Дэли, отличаясь более высокой основностью и низкой щелочностью ($a : c = 0,24—0,7$ против $0,68$ — в оливиновых габбро, по Р. Дэли). Амфиболизированное габбро характеризуется более высоким содержанием кремнезема ($Q = +0,6$), явно меньшей основностью и относительно более высокой щелочностью ($a : c = 0,9$).

Охарактеризованные выше габбро подвергаются вблизи гранитов плутона значительным изменениям, преобразуясь иногда в горнблендиты, а чаще — в более кислые породы: кварцевые габбро-диориты и диориты. Изменения начинаются обычно с появления кварца, образующего незначительные по размерам скопления и жилки мозаичного строения. Одновременно появляется биотит, пироксены замещаются уралитом, плагноклаз становится более кислым, приобретая своеобразное зонально-пятнистое строение, иногда в плагноклазовых зернах устанавливаются признаки деанортитизации с выделением сосюрита и альбитизацией по жилкам.

В непосредственном контакте с гранитами габбро полностью утрачивают свой первоначальный состав, преобразуясь в богатые кварцем (до 25%) породы, близкие по основности к диоритам. Кварц распределен неравномерно, образуя гнезда мозаичного строения, и нередко ведет себя агрессивно, корродируя и прорастая с краев зерна плагноклаза. Биотит, развивающийся совместно с кварцем, замещает и постепенно вытесняет амфибол. Общее содержание цветных минералов снижается до 10—15%. Иногда в таких образцах устанавливаются признаки микроклинизации. В небольших ксенолитах среди гранитов габбро подвергаются ороговикозации, превращаясь в пироксен-плагноклазовые и амфибол-плагноклазовые роговики.

Внутри габброидных тел на участках, подверженных дроблению и активной гранитной инъекции, сопровождавшейся образованием эруптивных брекчий, габбро нацело амфиболизируются и перекристаллизуются, преобразуясь в грубозернистые горнблендиты. Особенно

Химический состав габброидов

(в вес. %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O	П.п.п.	Сумма
1	45,10	1,14	16,99	4,18	9,55	0,20	7,32	12,81	1,40	0,31	0,031	1,71	100,74
2	44,41	0,49	20,76	2,74	7,32	0,12	9,25	13,08	1,18	0,30	0,039	1,11	100,86
3	47,42	0,59	18,06	1,83	6,22	0,104	6,22	13,34	2,56	0,42	0,094	3,10	100,14
4	52,50	0,90	15,53	2,13	6,82	0,15	8,40	8,78	2,52	0,60	0,14	0,95	99,42
5	49,00	1,19	16,40	1,97	7,72	0,17	6,93	8,42	3,07	1,44	0,21	3,77	
6	44,96	1,3	18,45	6,01	5,42	0,14	5,48	10,83	2,83	0,63	0,66	2,75	
7	46,38	1,82	15,54	7,53	8,10	0,17	5,52	10,0	2,23	1,22	0,14	2,47	

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a : c
25 1	3,7	10,0	32,3	54,0	41,1	39,7	19,2	87,3	11,4	1,86	- 9,1	0,4
26 2	3,2	13,0	30,1	53,7	32,9	54,7	12,3	85,7	8,2	0,82	-12,2	0,24
27 3	6,6	9,4	26,7	57,3	29,8	41,5	28,7	90,3	6,2	0,9	- 8,0	0,7
28 4	6,4	7,2	26,1	60,3	32,3	54,4	13,4	86,5	7,0	1,27	+ 0,6	0,9
29 5	9,1	6,8	25,4	58,7	37,3	47,7	15,0	76,4	6,8	1,8	- 7,8	1,3
30 6	7,7	9,5	26,1	56,7	43,2	38,5	18,3	87,2	21,3	2,1	-11,8	0,8
31 7	6,9	7,3	29,7	56,1	49,7	32,7	17,6	73,5	22,4	2,9	- 8,9	0,9

1—816а—габбро-норит, Верхнечинжебинский интрузив; 2—6686—оливиновое габбро, Хайризовый интрузив; 3—1224—оливиновое габбро, Хайризовый интрузив; 4—6484—амфиболитизированное габбро, Верхнечинкинский интрузив; 5—2070—габбро, Московский интрузив (по данным В. С. Смолича и Р. В. Шемпель); 6—441—габбро, Балахтисонский интрузив (по данным В. С. Смолича и Р. В. Шемпель); 7—1751—габбро, Балахтисонский интрузив (по данным Г. А. Гревцова и В. А. Кулумаева).

Все анализы выполнены в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

много такого рода горнблендитов в Балахтисонском интрузиве. Измененные габброиды, а нередко и сами исходные габбро зачастую неверно относятся к группе гибридных пород.

Намного сложнее обстоит дело с кварцевыми диоритами, на состав и строение которых граниты оказали столь сильное влияние, что их первоначальный состав восстанавливается лишь с большим приближением. В общем же они представляют самостоятельную группу среднеосновных пород, родственных, вероятно, охарактеризованным выше габброидам.

Кварцевые диориты образуют три относительно крупные изометричные в плане тела: Порожинское, Чебулакское и Московское, располагающиеся по одной линии вдоль северного контакта Шиндинского плутона. Они непосредственно контактируют с гранитами и входят в состав плутона, составляя в общей сложности около 10% его площади.

Для диоритов свойственны высокие содержания кварца, сближающие их с тоналитами, и значительная изменчивость состава. Сильнее всего меняются содержание кварца, состав и количество цветных минералов, что в ряде случаев обусловлено метасоматическими изменениями, выражающимися в амфиболитизации, окварцевании, биотитизации и иногда калишпатизации.

Наиболее типичные представители кварцевых диоритов характерны для Порожинского тела, расположенного в районе Третьего кизирского порога. Порожинские диориты обладают средне-, реже мелкозернистым

строением и достаточно ясной трахитоидностью. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, близкая к призматически зернистой, а в измененных разностях — пойкилобластическая и гранобластовая. Количественно-минералогический состав кварцевых диоритов приведен в табл. 2.

Таблица 2

Количественно-минералогический состав кварцевых диоритов
(в объемн. %)

Минерал	91	125	129	130	137	488	491a	514	48	107
Плагиоклаз	64	56,5	66	66	68	68	70,3	59,5	60,3	40,9
Амфиболы	7	8	7	8	10	13	7,3	7,3	3,8	41,8
Кварц	25	27	21	22	16	16,5	15,8	21,7	29,6	8,2
Биотит	4	7	6	4	3,5	—	1,8	11,1	4,8	—
Пироксен	—	—	—	—	—	—	1,6	—	—	—
Калишпат	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	9,1
Акцессорные	Единичные зерна	1,5	Единичные зерна	—	2,5	2,5	1,2	0,4	1,0	Единичные зерна

Примечание. Цифры в верхней графе — номера образцов.

При рассмотрении таблицы видно, что даже типичные разности кварцевых диоритов характеризуются существенными изменениями состава. Наиболее заметно меняются содержания кварца и биотита, при этом намечается зависимость количества биотита от содержания в породе кварца. Особняком стоит обр. 107, представляющий значительно измененную, амфиболизованную и калишпатизированную разность диоритов.

Свойства и состав минералов также меняются. Плагиоклазы зональные, отвечающие по составу № 40—45 в центре и № 30—35 в краях зерен; в интенсивно измененных разностях основность плагиоклазов снижается до № 20—25. Амфиболы представлены буро-зеленой роговой обманкой ($2V=64-65^\circ$; $N_g=1,699\pm 0,002$; $N_m=1,687\pm 0,002$; $N_p=1,677\pm 0,002$) и замещающим ее актинолитом. Роговая обманка иногда образует очень крупные, явно разросшиеся, лапчатой формы зерна, содержащие в виде пойкилитовых включений более мелкие зерна плагиоклаза. Биотит ярко-бурый, железистый, близкий по свойствам к лепидомелану ($N_m=1,661-1,675$). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и сфеном, в наиболее кислых разностях встречаются единичные зерна циркона.

Кварц и биотит часто образуют мозаичные гнездообразные скопления и жилы, корродирующие другие минералы. Особенно агрессивен биотит, проникающий по спайным трещинам в плагиоклазовые и амфиболовые зерна, иногда полностью замещая последние.

В поле кварцевых диоритов, особенно в краевых, максимально удаленных от гранитов участках, встречаются более основные по составу породы. В этих породах иногда устанавливаются признаки офитовых структур. В неровных, изъеденных ядрах явно разложившихся, пятнистых плагиоклазовых зерен устанавливается плагиоклаз, достигающий основности лабрадора. Среди цветных минералов встречается клинопироксен и оливин. В таких породах часто бывают ксенолиты, преобразованные в плагиоклаз-пироксен-амфиболовые роговики.

На участках вблизи гранитов кварцевые диориты особенно сильно окварцовываются, биститизируются, а иногда и калишпатизируются, приближаясь по составу к гранитам. Такие, близкие к гранитам породы

особенно характерны для Чебулакского тела, в котором диориты распознаются преимущественно по реликтам трахитоидности и более высокому, чем в гранитах, содержанию роговой обманки. В Московском теле, напротив, кварцевые диориты отличаются повышенной основностью, приближаясь по составу к охарактеризованным ранее габброидам.

Значительные изменения в составе диоритов подтверждаются химическими анализами, результаты которых приведены в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав диоритов
(в вес. %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe●	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
8	62,06	0,62	16,44	2,66	6,68	0,26	0,49	4,81	5,00	0,90	0,15	0,77	100,84
9	64,30	0,55	14,14	1,81	5,39	0,11	1,97	4,79	3,98	0,66	0,21	1,64	99,74
10	59,14	1,02	16,17	3,52	7,97	0,24	1,42	5,73	3,60	0,78	0,33	0,79	100,71
11	61,19	0,82	13,31	3,43	8,48	0,34	1,12	4,48	3,98	1,08	0,12	0,99	99,61
12	57,25	1,02	15,38	1,64	5,48	0,15	5,39	7,64	3,45	1,21	0,42	1,19	100,22
13	63,49	0,38	16,36	2,06	3,25	0,102	2,69	5,60	3,37	1,08	0,143	1,05	99,69
14	55,34	0,37	19,23	2,91	4,92	0,17	4,04	7,87	3,35	0,50	0,16		

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b'	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a : c
8	12,4	4,9	10,8	71,9	82,8	7,8	9,4	89,4	21,3	0,75	13,9	2,5
9	9,8	4,6	11,4	74,2	59,8	29,4	10,8	90,2	14,0	0,6	24,0	2,1
10	9,3	6,5	14,3	69,9	77,8	17,3	4,9	87,5	21,7	1,3	14,8	1,4
11	10,4	3,8	15,0	70,8	75,8	12,7	11,5	84,9	19,7	1,0	17,0	2,8
12	9,3	5,6	19,5	65,6	34,5	46,7	18,8	81,2	7,2	1,3	7,1	1,7
13	9,2	6,6	10,1	74,1	49,7	46,2	4,1	82,6	17,9	0,5	23,2	1,4
14	8,5	9,2	15,7	66,6	49,1	45,9	5,0	91,0	16,7	0,5	6,7	0,9

Примечание. 8—491а—пироксеновый кварцевый диорит, Порожинское тело; 9—514—кварцевый диорит, Порожинское тело; 10—137—кварцевый диорит, Порожинское тело; 11—130—кварцевый диорит, Порожинское тело; 12—107—кварцевый диорит, Порожинское тело; 13—48—кварцевый диорит, Чебулакское тело; 14—2412—кварцевый диорит Чебулакское тело (по данным Г. А. Гревцова и В. А. Кулумаева).

Анализы 8, 10, 12, 14 выполнены в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления; 9, 11, 13—в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР (Новосибирск).

Как видно из таблицы, кварцевые диориты Порожинского и Чебулакского тел меняются по химическому составу в очень широких пределах: от пород, близких к гранодиоритам (анализ 9), до пород, близких к кварцевым габбро, по Р. Дэли (анализ 14). Обращает на себя внимание высокая основность пород этой группы: в большинстве анализов параметр $c > 5$ и соответствующие им фигуративные точки располагаются на анортитовой плоскости диаграммы (фиг. 4) в один ряд параллельно SB . Характерно наличие разновидностей (анализ 13), в которых устанавливаются необычные сочетания резкой, свойственной гранитам, пересыщенности кремнеземом ($Q=23,0$) с относительно высокой основностью ($a : c=1,4$), соответствующей габбро и диоритам. Содержание кремнезема и фемических окислов непрерывно и очень существенно меняется, что находится в полном соответствии с отмеченными выше метасоматическими изменениями.

Габброидные и диоритовые тела обладают достаточно четкими контактами с вмещающими породами и, что особенно характерно для кварцевых диоритов, неровными расплывчатыми контактами с гранитами. Они явно прорывают отложения осиновской свиты, взаимоотношения же их с типичными эффузивами кизирской свиты не установлены.

По составу и возрасту габбро и кварцевые диориты очень близки к кизирским эффузивам и, возможно, являются их комагматами.

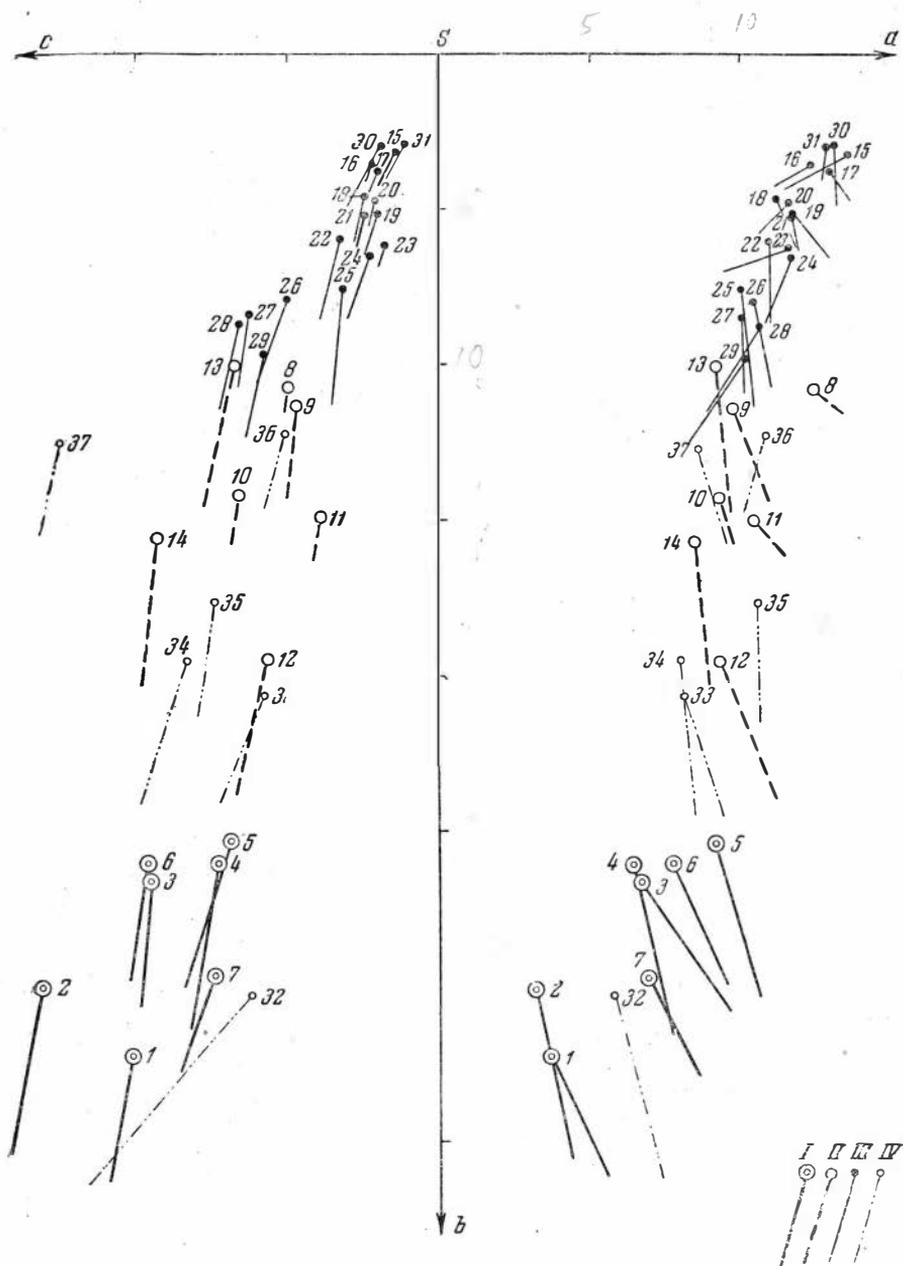
В контактах с вмещающими породами габбро и кварцевые диориты несут признаки закалки, становясь отчетливо более мелкозернистыми. В кварцевых диоритах часто обнаруживаются ксенолиты, к которым явно приспосабливается трахитоидность, подчеркивающая обтекание магмой этих включений. Ксенолиты представлены преимущественно плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми роговики. В контакте с мраморами кварцевые диориты приобретают повышенную щелочность, выражающуюся в появлении полущелочного амфибола и калишпата. Инъекционные жилы обогащены кварцем и имеют в целом более кислый состав.

Контактный метаморфизм в связи с габбро и кварцевыми диоритами сходен по характеру, различаясь по интенсивности. В контактах габбровых тел образуются преимущественно мраморы и плагиоклаз-пироксен-амфиболовые роговики, значительно реже — типичные гранат-пироксеновые скарны. Метаморфизм в контактах диоритовых тел значительный и разнообразный. На контактах с кварцевыми диоритами вмещающие породы не только мраморизуются и ороговиковываются, но и подвергаются скарнированию. Внутренние зоны скарнов, образующихся по мраморам, характеризуются преимущественно диопсидовым, средние — диопсид-гранатовым и внешние — гранатовым составом. В контактах Порожинского и Чебулакского тел устанавливаются магнетитсодержащие скарны.

В контактах с гранитами габбро и кварцевые диориты испытывают глубокие изменения. Контакты габбровых тел с гранитами более четкие. Соприкасающиеся с гранитами габбро обычно катаклазируются, инъецируются гранитным материалом, амфиболизируются, окварцовываются и иногда слабо скарнируются. Возникающие при этом изменения в составе габбро охарактеризованы выше при описании габброидной группы пород.

Кварцевые диориты, по существу, не имеют с гранитами четко выраженных контактов, их связывают зоны глубоко измененных, гранитизированных пород, в которых устанавливаются лишь реликты кварцевых диоритов. Вблизи гранитов в кварцевых диоритах появляются многочисленные сложно ветвящиеся, с неровными, «плывущими» контактами аплитовидные жилы, среди которых отчетливо видны в разной степени измененные останцы (блоки) кварцевых диоритов. При более глубоких изменениях аплитовидный материал проникает в диоритовые останцы, разъедая и дезинтегрируя их. Диоритовые блоки утрачивают четкие формы и приобретают вид неровных шпирообразных темных пятен, в которых исходный состав и строение кварцевых диоритов распознаются с трудом. Дезинтеграция кварцевых диоритов приводит в конечном счете к распадению их на отдельные минеральные зерна, реликты которых устанавливаются лишь под микроскопом. Аплитовидный материал при этом становится неоднородным и более основным по составу. В результате возникают своеобразные, пестрые по составу и облику породы, отличающиеся широким развитием метасоматических гранофигов, в которых сохраняются реликты минеральных зерен, иногда и структур исходных диоритов. Под микроскопом устанавливается, что изменение кварцевых диоритов начинается с образования

в интерстициях гранобластического кварца, постепенно разрастающегося и захватывающего плагиоклазовые зерна; при этом образуется кварц-полевошпатовый гранобластовый агрегат, иногда с элементами графической структуры. Эпимагматический кварц весьма агрессивен, он проникает внутрь плагиоклазовых и амфиболовых зерен, образуя своеобразные графические и ситовидные структуры, явно метасоматического типа. Ихтиоглипты кварца одинаковой оптической ориентировки нередко образуют жилообразные цепочки, проходящие последовательно через несколько различно ориентированных зерен плагиоклаза. В наиболее интенсивно окварцованных и перекристаллизованных зонах графические структуры приобретают обычный облик, иногда



появляется калишпат. Гранофиризация сопровождается растворением цветных минералов и общим осветлением породы.

В целом кварцевые диориты обнаруживают черты самостоятельных интрузивных образований, родственных догранитным габброидам. Об этом свидетельствуют прежде всего формы проявления диоритов. Они образуют, как отмечалось выше, четко обособляющиеся, закономерно ориентированные с признаками закалки и течения на контактах тела, приуроченные, как и габброиды, к дизъюнктивно нарушенной зоне северо-западного простирания. Несмотря на значительную изменчивость состава пород, устойчивая основность их и постоянное присутствие кварца, часть которого имеет магматический характер, свидетельствуют о том, что исходными должны быть кварцсодержащие среднеосновные интрузивные породы. На это же указывает тот факт, что описанные выше изменения — аплитизация и гранитизация, связанные с гранитами, накладываются обычно на явно диоритовые кварцсодержащие породы. Признаки трахитоидности, присутствие минералов, а иногда и микроструктур, свойственных габброидам первой группы, безусловное сходство контактовых явлений — все это сближает диориты с габброидами и позволяет выделить их вместе в одну, догранитную группу интрузий. Взаимоотношения диоритов и габбро выявить не удалось, однако есть основание полагать, что это очень близкие во времени, последовательно формирующиеся от габбро до кварцевых диоритов интрузии, предшествовавшие гранитам. Возможна принадлежность этих интрузий к габброидным комплексам, представленным в смежных районах сложными стратифицированными массивами. Охарактеризованные выше габбро Шиндинского плутона близки по составу и особенностям строения к трахитоидным габбро и габбропоритам, участвующим в сложении этих массивов.

Кварцевые диориты, контактирующие с более поздними гранитами, несут признаки глубоких изменений. В результате, как было показано выше, они существенно меняют свой исходный состав, а иногда и полностью утрачивают, преобразуясь в пестрые по составу породы, которые можно рассматривать как гибридные или, точнее, в разной степени гранитизированные породы, связанные с гранитами.

Фиг. 4. Диаграмма химических составов пород Шиндинского плутона

I. Габбро и габбро-пориты (ан. 1—7, табл. 1): 1 — габбро-порит, Верхнечинжебинский интрузив; 2, 3 — оливиновое габбро, Хайрюзовый интрузив; 4 — амфиболитованное габбро, Верхнечинский интрузив; 5 — габбро, Московский интрузив; 6, 7 — габбро, Балахтинский интрузив.

II. Кварцевые диориты (ан. 8—14, табл. 3): 8 — пироксеновый кварцевый диорит, Порожинское тело; 9, 10, 11 — кварцевые диориты, Порожинское тело; 12 — кварцевый диорит, Чебулакское тело.

III. Граниты, гранодиориты, тоналиты, аляскитовые граниты (ан. 15—21, табл. 6, ан. 22—25, табл. 8, ан. 26—29, табл. 9, ан. 30—31, табл. 10): 15 — лейкократовый гранит, Ольховский массив, южный склон горы Москвы; 16 — лейкократовый гранит, Ольховский массив, гора Павлин Белок; 17 — лейкократовый гранит, Ничкинский массив, гора Кум; 18, 19 — биотит-роговообманковые граниты, Ольховский массив, устье р. Тумны; 20 — биотит-роговообманковый гранит, Ничкинский массив, гора Хайрюзовый Белок; 21 — биотит-роговообманковый гранит, Подпорожный массив, гора Подпорожный Белок; 22 — меланократовый гранит, Ольховский массив, водораздел Верхней и Нижней Чинжебы; 23, 24 — меланократовый гранит, Ничкинский массив, гора Кум; 25 — меланократовый гранит, Ольховский массив, р. Нижняя Чинжеба; 26 — гранодиорит, Ольховский массив, правый борт р. Шинды, ниже устья рч. Соснового; 27, 28, 29 — тоналиты, Ольховский массив, Чибижское месторождение; 30 — гранит-порфир, Ольховский массив, правый берег р. Джеби; 31 — мелкозернистый гранит, Ольховский массив, водораздел Верхней и Нижней Чинжебы.

IV. Дайковые породы (ан. 32—37, табл. 11): 32 — габбро-диабаз, Ничкинский массив, гора Хайрюзовый Белок; 33 — кварцсодержащий диабаз, Ничкинский массив, гора Хайрюзовый Белок; 34 — авгитовый порфирит, Ничкинский массив, гора Кум; 35 — лабрадорный порфирит, Ничкинский массив, гора Хайрюзовый Белок; 36 — кварцевый диорит-порфирит, Ничкинский массив, гора Хайрюзовый Белок; 37 — лабрадорный порфирит, Ольховский массив, водораздел Верхней и Нижней Чинжебы

Гранитоиды Шиндинского плутона

Главные тела Шиндинского плутона сложены различными по составу гранитоидами, связанными между собой постепенными переходами. Намечается общая зависимость состава гранитоидов от состава вмещающих толщ: относительно богатые щелочами лейкократовые породы, близкие по составу к нормальным гранитам, встречаются на участках и в телах, контактирующих преимущественно с карбонатными отложениями, тогда как пестрые, более меланократовые гранитоиды, обладающие повышенной основностью, развиты на участках, контактирующих с основными и средними по составу вулканогенными и более ранними интрузивными породами, присутствующими среди гранитов в многочисленных, в разной степени переработанных ксенолитах и останцах.

Более 50% площади плутона составляют породы, отвечающие по составу гранитам и гранодиоритам; от нормальных калиевых гранитов они отличаются четко выраженным преобладанием плагиоклазов над калишпатом. Относительно богатые калием граниты слагают Ничкинский массив, залегающий преимущественно в карбонатных отложениях павловской свиты. В Ольховском массиве они занимают северную часть, контактирующую с терригенно-карбонатными отложениями колпинской свиты и существенно карбонатными отложениями чибижекской свиты, в составе которой широким развитием пользуются доломиты.

Граниты характеризуются довольно устойчивым составом и строением. Внешне — это типичные, слегка розоватые, иногда серые порфировидные граниты. Порфировые выделения представлены округлыми зернами дымчато-серого кварца, полевошпатовые вкрапленники не характерны. Калиевый полевой шпат присутствует только в основной массе, образуя мелкие ксеноморфные зерна.

Среди гранитов встречаются две категории пород: лейкократовые с небольшим количеством биотита и биотит-роговообманковые граниты.

Количественно-минералогический состав лейкократовых гранитов приведен в табл. 4.

Таблица 4

Количественно-минералогический состав лейкократовых гранитов
(в объемн. %)

Минерал	805	610	703д	329	710в	714	710д	719	829
Плагиоклаз	35	27	38	39	27	28	41	53	38
Калишпат	21	24	24	24	25	24	24	15	27
Кварц	41	46	36	35	46	45	33	30	31
Биотит	3	3	2	2	2	3	2	2	4

Примечание. Цифры в верхней графе — номера образцов.

Лейкократовые граниты содержат слабо-зонарный плагиоклаз № 20—25 — в центре и № 10—15 — в краях зерен. Калишпат представлен ксеноморфными зернами микроклина, обычно пертитизированного. Кварц распределен в породе неравномерно, образуя на отдельных участках гнездообразные скопления мозаичного строения. На границах зерен калишпата и плагиоклазов часто появляются мирмекиты. Биотит железистый ($Nm=1,682—1,686$), густоокрашен, часто хлоритизирован. В зернах биотита встречаются мелкие включения циркона.

Биотит-роговообманковые граниты связаны с лейкократовыми постепенными переходами. В них иногда обнаруживаются мелкие ксенолиты ороговикованных пород более основного, чем граниты, состава (табл. 5).

Таблица 5

Количественно-минералогический состав биотит-роговообманковых гранитов
(в объемн. %)

Минерал	809	115	671	722	609
Плагиоклаз	45	40	33	46,2	41,7
Калишпат	16	19	13	9,5	7,3
Кварц	33	36	42	39,5	43,9
Биотит	3	2	3	1,0	3,1
Роговая обманка	3	3	4	3,8	4,0

Примечание. Цифры в верхней графе — номера образцов.

При сравнении табл. 4 и 5 видно, что биотит-роговообманковые граниты отличаются от лейкократовых меньшим количеством калишпата и кварца и, наоборот, повышенным содержанием цветных минералов, среди которых наряду с биотитом появляется зеленая роговая обманка. Заметно возрастает количество и основность плагиоклазов, обладающих четко выраженной зональностью и меняющихся по составу от № 40 (иногда № 50) — в центре, до № 15—20 — в краях зерен. Зеленая роговая обманка, обладающая, судя по окраске и другим оптическим свойствам, повышенной щелочностью (густо-зеленая, иногда слегка синеватая — по Ng и светлая, желтовато-зеленая — по Np ; $c:Ng=10^\circ$; $Ng=1,688-1,697$; $2V=-52$), ассоциирует с обыкновенной буро-зеленой ($2V=-64$; $Ng=1,705\pm 0,002$).

В контактах со сланцевато-слоистыми породами колпинской свиты и в местах, где обнаруживаются останцы и ксенолиты этих пород, граниты приобретают ориентированную гнейсовидную текстуру и характеризуются относительно высоким содержанием цветных минералов (до 10% и выше), отвечая по составу гранодиоритам.

Химический состав гранитов отражен в табл. 6 и на диаграмме химических составов (см. фиг. 4).

Обращает на себя внимание то, что лейкократовые граниты, взятые из разных, значительно удаленных друг от друга точек плутона, обладают очень выдержанным, практически одинаковым минеральным и химическим составом. Наиболее типичные представители биотит-роговообманковых гранитов также характеризуются устойчивым химизмом. Различия между лейкократовыми и биотит-роговообманковыми гранитами в общем незначительны. Лейкократовые различия отличаются прежде всего меньшим количеством фемических окислов (параметр v не превышает 3,7, тогда как в биотит-роговообманковых гранитах он выше 4,5), а также пересыщенностью глиноземом (это вполне согласуется с тем, что цветные минералы в них представлены исключительно биотитом), несколько более высоким содержанием калия ($n=60-70$, тогда как в биотит-роговообманковых гранитах $n>70$) и повышенной щелочностью (отношение $a:c=5,8-10,3$ при $a:c=4,8-6,2$ — в биотит-роговообманковых гранитах). Лейкократовые граниты близки по химизму к нормальным гранитам, отличаясь значительно меньшими величинами параметра v , указывающими на их лейкократовость.

Химический состав гранитов

(в вес. %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
15	74,65	0,14	13,07	0,25	1,96	0,03	0,22	1,12	4,25	3,25	0,01	0,24	99,31
16	74,70	0,15	13,26	0,58	2,44	0,09	0,05	1,81	4,10	2,66	0,03	0,49	100,36
17	74,28	0,22	12,99	0,26	3,01	0,10	0,22	1,81	4,30	2,80	0,04	1,02	101,06
18	74,82	0,20	12,35	0,78	3,16'	0,10	0,45	2,25	4,00	2,00	0,05	0,43	100,59
19	74,16	0,16	11,92	1,60	2,51	0,08	0,46	2,13	4,18	1,99	0,03	0,24	99,59
20	74,58	0,20	12,44	0,68	3,52	0,08	0,27	1,72	4,00	2,20	0,04	0,33	100,06
21	73,44	0,22	12,81	1,16	3,80	0,14	0,36	2,12	4,40	1,72	0,04	0,44	100,65

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a : c
15	13,6	1,3	3,1	82,0	22,2	66,1	11,7	—	66,5	6,7	0,14	35,6	10,3
16	12,4	2,1	3,5	82,0	12,9	80,1	7,0	—	70,1	13,7	0,15	37,0	5,8
17	13,0	1,9	3,7	81,4	—	83,2	9,8	7,0	70,0	5,8	0,22	35,0	7,0
18	11,2	2,4	4,6	81,8	—	78,6	15,7	5,7	83,2	13,8	0,2	38,8	4,8
19	11,7	1,9	5,1	81,4	—	72,7	14,8	12,5	76,1	26,0	0,16	37,6	6,2
20	11,6	2,0	4,7	81,7	9,6	81,1	9,3	—	73,4	11,8	0,2	38,3	5,7
21	11,7	2,4	5,2	80,7	—	87,1	11,2	1,7	79,5	18,2	0,22	35,4	4,9

Примечание. 15—829—лейкократовый гранит, Ольховский массив, южный склон горы Москвы; 16—719—лейкократовый гранит, Ольховский массив, гора Давлин Белок; 17—914—лейкократовый гранит, Ничкинский массив, гора Кум; 18—722—биотит-роговообманковый гранит, Ольховский массив, устье р. Тумны; 19—721—биотит-роговообманковый гранит, Ольховский массив, устье р. Тумны; 20—609—биотит-роговообманковый гранит Ничкинский массив, Хайрюзовый Белок; 21—115—биотит-роговообманковый гранит, Подпорожный массив, гора Подпорожный Белок. Количественно-минералогический состав лейкократовых гранитов (обр. 829, 719, 714) приведен в табл. 4, а биотит-роговообманковых гранитов (обр. 722, 609, 115) — в табл. 5. Анализы 16, 17, 18, 20 и 21 выполнены в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления, анализы 15 и 19 — в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР.

И лейкократовые, и биотит-роговообманковые граниты четко отличаются от нормальных гранитов, по Р. Дэли, преимущественно натриевой специализацией щелочей.

Широким развитием во всех трех массивах пользуются неоднородные меланократовые граниты, приближающиеся по составу к гранодиоритам. Они связаны с охарактеризованными выше гранитами плавными, постепенными переходами. В них так же, как в лейкократовых и биотит-роговообманковых гранитах, обычно устанавливаются признаки порфировидного строения, очень часто встречаются мелкие ксенолиты ороговикованных вмещающих пород, исходный состав которых не восстанавливается. Минеральный состав в значительной мере изменчив (табл. 7).

При сопоставлении данных, приведенных в табл. 6 и 7, видно, что некоторые из пород данной группы сближаются по минеральному составу с охарактеризованными выше гранитами. В целом же они отличаются несколько большей основностью (плагноклаз четко зональный, достигающий иногда в центральных частях зерен состава лабрадор № 50), относительно высокими содержаниями цветных минералов в общем меньшими количествами кварца и калишпата. Калишпата образует неправильные, причудливой формы зерна, выполняющие

Таблица 7

**Количественно-минералогический состав меланократовых гранитов
и гранодиоритов**
(в объемн. %)

Минерал	703	707	385	190	166-1
Плагиоклаз	38,8	40	41,5	51,8	53,5
Калишпат	14,2	15	11,5	4,8	7,5
Кварц	37,7	37	41,0	30,0	21,5
Биотит	5,3	3	1,0	2,0	2,0
Роговая обманка	4,0	5	5,0	11,4	15,5

Примечание. В верхней графе — номера образцов.

промежутки между плагиоклазом и кварцем. Цветные минералы представлены главным образом зеленой роговой обманкой, обладающей, согласно оптическим свойствам, повышенной железистостью ($c:Ng=13^\circ$; $Ng=1,693-1,708$; $Np=1,680-1,693$) и густоокрашенным железистым биотитом, аксессуарные минералы — магнетитом и цирконом.

По химическому составу меланократовые граниты занимают промежуточное положение между нормальными щелочно-земельными гранитами и гранодиоритами, по Р. Дэли (табл. 8); наиболее кислые их разновидности отличаются от нормальных гранитов несколько большим значением параметра v и значительным преобладанием натрия над калием ($n > 70$), сближаясь в этом отношении с плагиогранитами. Более основные по составу разновидности (анализы 22 и 25) приближаются к гранодиоритам, от которых отличаются сравнительно высокими содержаниями:

Таблица 8

Химический состав меланократовых гранитов
(в вес. %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
22	71,11	0,37	13,19	0,71	4,01	0,06	0,96	2,70	3,64	2,11	0,12	0,46	99,59
23	73,26	0,20	12,60	0,58	4,16	0,08	0,30	1,42	4,15	1,98	0,04	0,89	99,66
24	72,76	0,22	13,08	0,56	4,16	0,12	0,89	1,90	4,10	2,20	0,04	0,74	100,77
25	72,31	0,42	12,64	0,84	3,93	0,06	1,76	2,94	3,71	1,51	0,08	0,44	100,64

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	ϕ	t	Q	$a:c$
22	10,9	3,2	6,0	79,6	0,29	73,1	26,6	—	72,4	9,9	0,4	34,7	3,4
23	11,6	1,7	6,2	80,5	21,9	70,2	7,9	—	76,1	7,7	0,2	36,2	6,9
24	11,7	2,2	6,5	79,6	10,0	67,6	22,4	—	73,9	7,1	0,2	33,5	5,3
25	10,0	3,1	7,6	79,3	—	57,7	38,0	4,3	91,7	9,5	0,4	45,5	3,2

Примечание. 22—обр. 190—меланократовый гранит, Ольховский массив, водораздел рек Верхней и Нижней Чинжебы; 23—703д—меланократовый гранит, Ничкинский массив, г. Кум; 24—707—меланократовый гранит, Ничкинский массив, г. Кум; 25—166-1—меланократовый гранит, Ольховский массив, р. Нижняя Чинжеба.

Количественно-минералогический состав анализированных образцов приведен в табл. 7. Анализы 22 и 25 выполнены в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР, анализы 13 и 24—в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

кремнезема, меньшим количеством щелочей и четко выраженным преобладанием натрия над калием.

В южной части Ольховского массива, контактирующей с вулканическими отложениями осиновской и кизирской свит и содержащей многочисленные их останцы, широко распространены пестрые по составу и облику породы, отвечающие по основности, характеру полевых шпатов и количеству цветных минералов гранодиоритам и тоналитам. Значительно реже такие породы встречаются в северной части массива (северный склон горы Москвы и район Чибижека), на контактах гранитов с более ранними габброидами и диоритами. Вблизи таких контактов гранодисриты иногда сменяются кварцевыми диоритами.

Неоднородные меланократовые породы, близкие по составу к диоритам, устанавливаются и в Ничкинском массиве, но очень ограничено, в узких зонах на контактах гранитов с метаморфическими сланцами бахтинской свиты и вблизи останцов более ранних габброидов.

Состав и строение пород этой группы повсеместно и очень сильно меняется. В них почти всегда присутствуют в значительной степени переработанные включения вмещающих пород, часть которых дезинтегрируется, утрачивает четкие очертания и преобразуется в широкообразные темные пятна, придающие породе неоднородный, такситовый облик. Состав меняется от плагиогранитов до диоритов. Наиболее распространенные типы характеризуются примерно следующими соотношениями минералов: плагиоклаз — 50—55, калишпат — 0—10, кварц — около 25%, цветные минералы — 15—20%, акцессории (магнетит и апатит) — в пределах 1%. Плагиоклаз зональный, меняющийся по основности от олигоклаз-андезина — в краях до основного андезина № 40—45 — в центре зерен, в ядрах иногда устанавливается лабрадор № 50—55. Цветные минералы представлены главным образом зеленой роговой обманкой, отличающейся высокой степенью идиоморфизма. Оптические свойства ($c : Ng = 14^\circ$; $Ng = 1,688 \pm 0,002$; $Np = 1,669 \pm 0,002$) указывают на повышенную ее железистость.

Химический состав наиболее распространенных типов пород этой группы — средний между гранодиоритами и кварцевыми диоритами, по Р. Дэли (табл. 9). От первых они отличаются более высокой основностью и натриевой спецификой, а от вторых — большими количествами свободного кремнезема ($Q > 20$) и меньшим — феррических окислов ($v < 10$). Кварцевые диориты рудного поля Чибижекского месторождения сближаются по химическому составу с наиболее измененными разновидностями порожинских и чебулакских диоритов.

Породы данной группы обычно связаны с охарактеризованными выше гранитами постепенными и лишь иногда относительно резкими переходами. В общем же эта группа пород достаточно четко отличается более высокой основностью, большим количеством амфибола и очень малыми содержаниями, а иногда и полным отсутствием калишпата. В них иногда обнаруживаются реликты основных пород и признаки альбитизации, биотитизации, окварцевания и частичной перекристаллизации, что указывает на возможность происхождения некоторой их части в результате гранитизации ранних габброидов и, возможно, диоритов. Значительная часть пород данной группы относится к категории гибридных, образованных при ассимиляции гранитами интрузивных и эффузивных пород основного состава.

В поле гранитоидов Шиндинского плутона встречаются дайкообразные и штоковидные тела гранит-порфиров, аляскитов и мелкозернистых лейкократовых гранитов, представляющих группу дополнительных интрузий. Они характеризуются более кислым составом, очень малыми количествами цветных минералов, представленных исключительно

Химический состав тонолитов и кварцевых диоритов
(в вес. %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
26	67,26	0,46	15,12	1,50	3,92	0,11	1,35	4,44	3,50	1,89	0,14	0,75	100,49
27	64,40	0,64	16,52	1,92	4,83	0,17	1,16	5,07	3,88	0,88	—	1,37	100,78
28	62,90	0,50	18,18	1,23	3,84	0,06	1,36	5,12	3,85	1,32	0,10	1,02	99,48
29	63,38	0,69	16,89	0,52	5,10	0,08	1,48	4,55	3,62	1,28	0,16	1,62	99,38

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a : c
26	10,4	4,9	7,9	76,8	—	64,9	29,1	6,0	73,8	16,3	0,51	27,7	2,1
27	10,0	6,3	8,5	75,2	—	76,3	23,5	0,2	87,0	19,6	0,7	24,1	1,6
28	10,7	6,4	8,8	74,1	17,5	55,6	26,9	—	81,6	12,3	0,6	20,3	1,7
29	10,1	5,7	9,8	74,4	17,9	56,0	26,1	—	81,1	4,6	0,8	23,0	1,8

Примечание. 26—обр. 1344—гранодиорит, Ольховский массив, правый бэрт р. Шанды, ниже устья рч. Соснового; 27—2931—тоналит, Ольховский массив, район Чибжека (по данным П. И. Ролдугина); 28—1-2—тоналит, Ольховский массив район Чибжека (по данным Ю. И. Шелмова); 29—П-2—кварцевый диорит, Ольховский массив, район Чибжека (по данным Ю. И. Шелмова).

Все анализы выполнены в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

биотитом, и относительно высокими содержаниями калишпата. Все эти особенности подтверждаются данными химических анализов (табл. 10).

По химическому составу эти породы наиболее близки к аляскитам и аплитам, по Р. Дэли. От других гранитоидов плутона они отличаются малыми значениями параметра *v* и повышенной щелочностью ($a : c = 7,4—13,1$) при активной роли калия ($n=64$).

Таблица 10

Химический состав гранит-порфира и мелкозернистого гранита
(в вес. %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
30	74,09	0,25	12,71	0,59	1,89	0,03	0,36	1,51	3,91	3,31	0,03	0,85	99,66
31	76,08	0,13	11,57	0,50	2,27	0,02	0,21	0,84	3,91	3,31	0,03	0,64	99,64

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a : c
30	13,1	1,8	2,9	82,2	—	78,5	20,5	1,0	64,2	17,0	0,26	36,7	7,4
31	12,9	1,0	2,9	83,2	1,4	86,7	11,9	—	64,2	14,3	0,13	39,7	13,1

Примечание. 30—обр. 757—гранит-порфир, Ольховский массив, правый бэрт р. Жеби; 31—обр. 179—мелкозернистый гранит, Ольховский массив, водораздел рек Верхней и Нижней Чибжебы.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Дайковый комплекс

Дайки Шиндинского плутона подразделяются на две группы.

К первой группе относятся так называемые дайки первого этапа, тесно связанные с гранитами и гранодиоритами. Они представлены кислыми породами гранитного ряда: аплитами, фельзитами и фельзит-порфирами, аналогичными по составу охарактеризованным выше породам группы дополнительных интрузий — аляскитовым гранитам и гранит-порфирам. Шире других развиты аплитовые дайки. Они обладают неправильными, часто ветвящимися жиллообразными формами, мощности их меняются от нескольких сантиметров до нескольких метров, мощности их пережимы и раздувы. В контактах аплиты обычно не несут явных признаков закалки, а иногда даже постепенно переходят в граниты.

Количество кислых даек заметно повышается в краевых и апикальных частях массивов. Устанавливается приуроченность значительной их части к относительно пологим контракционным трещинам, свойственным для сводов гранитных массивов.

Дайки второй группы отличаются значительным разнообразием и общей более высокой основнойю слагающих их пород. Они внедрялись явно позднее даек первого этапа и характеризуются иными закономерностями размещения. Дайки, принадлежащие к этой группе, располагаются в плутоне неравномерно, образуя на отдельных, явно нарушенных его участках закономерно ориентированные рои, прослеживающиеся нередко далеко за пределами плутона во вмещающих его

Таблица 11

Химический состав пород дайкового комплекса
(в вес. %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма
32	50,24	0,37	13,30	1,41	7,45	0,19	10,04	8,77	1,40	1,83	0,06	5,13	100,19
33	56,34	0,66	14,35	0,53	9,77	0,17	4,69	6,76	2,57	1,60	0,09	2,08	99,61
34	52,63	0,82	17,25	2,91	6,72	0,17	5,01	7,18	2,62	1,25	0,10	3,58	100,24
35	53,10	0,88	17,81	1,43	9,41	0,17	3,80	5,76	4,00	0,80	0,09	2,68	99,94
36	61,50	0,60	15,81	1,30	7,47	0,09	1,76	4,03	3,80	1,50	0,18	1,27	99,31
37	52,17	0,69	22,49	1,94	5,14	0,13	2,18	10,08	2,90	0,96	0,09	0,85	99,85

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a : c
32	5,8	6,1	30,3	57,8	—	28,1	56,5	14,5	53,8	4,0	0,55	-2,0	0,9
33	8,1	5,7	20,7	65,5	—	48,4	38,8	12,8	70,9	2,2	0,87	9,1	1,4
34	8,0	8,2	19,6	64,2	—	48,8	45,9	5,3	76,1	13,4	1,2	4,0	1,0
35	10,5	7,3	17,7	64,5	—	61,3	38,3	0,4	88,4	7,3	1,2	0,5	1,4
36	10,8	5,0	12,3	71,9	6,8	68,6	24,6	—	79,4	9,2	0,7	17,2	2,1
37	8,6	12,4	12,7	66,3	—	58,2	32,2	9,6	82,1	14,5	1,0	3,1	0,7

Примечание. 32—обр. 1—2—габбро-диабаз, Ничкинский массив, гора Хайрюзовый Белок; 33—обр. 675а—кварсодержащий диабаз, Ничкинский массив, гора Хайрюзовый Белок; 34—обр. 931г—авгитовый порфирит, Ничкинский массив, гора Кум; 35—обр. 674д—лабрадорный порфирит, Ничкинский массив, гора Хайрюзовый Белок; 36—обр. 610—кварцевый диорит-порфирит, Ничкинский массив, гора Хайрюзовый Белок; 37—обр. 165—лабрадорный порфирит, Ольховский массив, водораздел рек Верхней и Нижней Чинжебы.

Все анализы выполнены в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

породах. Все дайки имеют выдержанное, в общем согласное с господствующими структурами района субширотное простирание, крутые, обычно близкие к вертикальным, углы падения и резкие, с ярко выраженными явлениями закалки контакты. Все это свидетельствует о том, что они формировались, когда плутон уже успел в достаточной мере консолидироваться и был подвержен деформациям разрывного характера с образованием поздней наложенной трещиноватости и дизъюнктивных нарушений, контролирующих размещение подобного типа даек. Отмеченные особенности считаются характерными для жильных пород второго этапа [14]. Однако не исключено, что некоторая часть даек данной группы относится к более позднему дайковому комплексу, развитому регионально и не связанному с гранитами.

В составе даек второй группы заметно преобладают габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириды, реже встречаются авгитовые и лабрадорские порфириды, широко развиты диорит-порфириды и спесартиты, связанные между собой промежуточными разновидностями. Среди диоритовых порфиридов встречаются богатые кварцем разновидности, содержащие иногда явно ксеногенные включения кварца. Характерной особенностью диабазовых, диоритовых и лампрофировых даек, секущих граниты, является повышенная щелочность цветных минералов и постоянное присутствие, даже в некоторых основных по составу породах, кварца, что находит отражение и в химическом составе пород (табл. 11). Все анализы (за исключением первого) свидетельствуют о пересыщенности пород кремнеземом и относительно высокой их щелочности ($a:c > 1,0$). Эта особенность свидетельствует о близости времени формирования данной группы даек и гранитов, так как повышение активности щелочей и кремнезема в послегранитных дайках основного состава обычно объясняется их взаимодействием с еще не полностью остывшими гранитными телами [11, 31].

Контактные явления

Изменения гранитов и вмещающих их пород в контактах весьма разнообразны и зависят в значительной мере от состава вмещающих толщ.

В контактах с карбонатными отложениями павловской свиты гранитоиды представлены наиболее устойчивыми по составу лейкократовыми и биотит-роговообманковыми гранитами. Вблизи контакта граниты обычно несут следы закалки, выражающиеся в уменьшении зернистости и усилении порфиричности. Контакты резкие, в известняках иногда устанавливаются признаки деформации (мелкая складчатость и гофрировка), обнаруживающей зависимость от контакта. Известняки павловской свиты мраморизируются и лишь иногда на участках, где они сочтаются с эффузивными или интрузивными породами основного состава, скарнируются.

Значительно более разнообразные изменения устанавливаются на контактах гранитов с чибихекской свитой, в составе которой широким развитием пользуются доломитсодержащие известняки и доломиты. В северо-западной части Ольховского массива, контактирующей с отложениями чибихекской свиты, чаще встречаются граниты с повышенной щелочностью. Непосредственный контакт сложный, с многочисленными апофизами гранитов в известняках и доломитах. В. Г. Лазаренковым [21] описаны явления магматического замещения доломитовых ксенолитов в гранитах района Артемовска, с образованием богатых калием аплит-пегматитов, мономинеральных пироксеновых и карбонатпироксеновых пород и пироксенсодержащих гранитов, возникающих, по мнению исследователя, при обмене компонентами между доломито-

выми ксенолитами и вмещающими их нормальными гранитами. На контактах апофизы гранитов с доломитами им же отмечаются зоны доломит-серпентин-диопсид-бруситовых, диопсидовых и плагиоклаз-диопсидовых пород. В ольховско-чибижеских контактах плутона широко представлены разнообразные по составу скарны, среди которых преобладают пироксеновые и гранат-пироксеновые типы. Широкое развитие в составе контактово-измененных пород серпентина и находки выделенного и описанного Ю. А. Кузнецовым [17] хондродита позволяют предполагать присутствие в ольховско-чибижеских контактах высокотемпературных магнезиальных скарнов магматической стадии. Подобные явления реакционного взаимодействия в контактах гранитов с доломитами сопровождают, согласно В. А. Жарикову [9], процессы инфильтрационного и, отчасти, диффузионного магматического замещения доломитов под воздействием сквозьмагматических щелочных растворов.

В контактах с метаморфическими сланцами бахтинской и песчано-сланцевыми отложениями колпинской свит граниты представлены серыми гнейсовидными тоналитами, в которых иногда обнаруживаются полосы ороговиконанных, тонко инъецированных сланцев, создающих в отдельных случаях подобие теневых структур. Породы экзоконтакта рассекаются дайкообразными телами тоналитов и активно инъецируются по сланцеватости гранитным материалом, при этом в сравнительно узких, измеряемых десятками метров контактовых зонах возникают своеобразные инъекционные сланцы и гнейсы. Исходные породы перекристаллизовываются и преобразуются в тонкополосчатые роговики, в которых чередуются полосы кварц-плагиоклаз-биотитового и кварц-плагиоклаз-амфиболового составов с полосами, близкими по составу к роговообманковым плагиогранитам. Известковистые песчаники и конгломераты колпинской свиты иногда слабо скарнируются.

Наиболее разнообразны изменения в контактах гранитов с эффузивами и более ранними, чем граниты, габбро и диоритами. В данном случае различается два типа контактов.

1. Четкие интрузивные контакты с дроблением и последующим инъецированием вмещающих пород. Граниты в таких контактах претерпевают лишь структурные изменения, становясь более мелкозернистыми и порфировыми; состав их, по существу, не меняется. Вмещающие породы преобразуются в плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклаз-амфиболовые роговики, иногда скарнируются. Такие контакты свойственны для Подпорожного гранитного массива и для аляскитовых гранитов нижнего течения р. Шинды. Интрузивный характер имеет ранее описанный контакт гранитов с габбро и диоритами северного склона горы Москвы, однако в этом случае граниты содержат многочисленные, в значительной степени переработанные ксенолиты основных пород и существенно меняются по составу в сторону повышения общей их основности. В данном и других подобных случаях в небольших по мощности приконтактных зонах наблюдаются типичные гибридные породы, пестрые по составу и неоднородные по строению.

2. Неясные, растянутые контакты, представляющие, по существу, зоны перехода от вмещающих пород к гранитам с широким развитием явлений гранитизации. Основные породы в таких контактах подвергаются амфиболлизации и биотитизации, а на участках особенно глубокой переработки — сильнейшему окварцеванию, альбитизации и, сравнительно редко, калишпатизации; при этом происходит растворение и удаление из породы цветных минералов, порода осветляется, становится по составу кислой, сближаясь с плагиогранитами. Растворение исходного материала часто проходит не до конца, и в гранитизированных породах устанавливаются реликты минералов исходных пород

Такие явления неполного замещения считаются характерными для случаев, когда породы кровли состоят из компонентов гранита, но состав их существенно отличается от эвтектического, т. е. когда они представлены магматическими породами основного состава [15, 20].

Явления гранитизации наиболее хорошо выражены на контактах гранитов с диоритами, особенно в южном контакте Ничкинского массива. Здесь, в зоне, достигающей 1,5 км по мощности и простирающейся более чем на 10 км вдоль южного контакта Ничкинского массива, вплоть до Подпорожного гранитного тела, развиты охарактеризованные выше своеобразные гранофиры, возникающие при гранитизации диоритов Порожинского тела и вмещающих его основных эффузивов. В местах, где диориты и основные эффузивы сочетаются с известняками, образуются поля скарнированных пород и скарнов. Именно в этом контакте сосредоточена большая часть известных вблизи Шиндинского плутона рудопроявлений магнетита.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ПЛУТОНА

При рассмотрении сводной диаграммы химических составов пород Шиндинского плутона (см. фиг. 4) нетрудно заметить, что они разделяются на три группы: в нижней части диаграммы четко обособляются габброиды; в средней — в значительной степени рассредоточенные кварцевые дисриты и в верхней — граниты. Дайки основного и среднего составов располагаются в полях габбро и диоритов. Вся эта серия пород плохо сопоставляется с естественными ассоциациями магматических горных пород. Вариационная линия, соответствующая породам Шиндинского плутона, почти параллельна *SB* и пересекает на правой плоскости диаграммы последовательно снизу вверх вариационные линии нормальной известково-щелочной серии Сан-Франциско и крайних известково-щелочных серий Лассен-Пяк и Пеле [10].

Габбро и гранитоиды Шиндинского плутона относятся к различным петрохимическим типам. Габброиды отвечают по химизму породам нормальных известково-щелочных серий, их состав очень близок к средним химическим составам габбро, норитов и оливиновых габбро, по Р. Дэли.

Гранитоиды отличаются от нормальных щелочно-земельных гранитов заметно меньшим количеством щелочей и прежде всего калия. Изменения химического состава гранитов выражаются главным образом в изменении содержаний феррических окислов (параметр *v*) и зависят, как это было показано выше, от состава вмещающих пород, однако общая их особенность — относительно низкая щелочность и натриевая специализация — сохраняется для всех типов гранитов.

Значительно меняется химический состав кварцевых диоритов. Наиболее основные их разновидности близки к кварцевому габбро, по Р. Дэли, а кислые — к тоналитам; таким образом, с одной стороны, они сближаются с габброидами, а с другой — с гранитами плутона. Для кварцевых диоритов характерно сочетание относительно высокой основности с постоянной и весьма значительной избыточностью кремнезема. Все это находит объяснение в описанных выше явлениях гранитизации диоритов.

Выделенные группы пород характеризуются определенными особенностями распределения элементов-примесей. Некоторые из этих особенностей выявляются спектральными анализами (табл. 12). Всего было выполнено 260 полуколичественных определений, причем все они произведены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР преимущественно одним аналитиком (Л. Г. Изюмовой) на приборе ДФС-13 с высокой разрешающей способностью; значительное число проб анализировалось

Содержание элементов-примесей в породах Шиндинского плутона

Порода	Количество проб	Основные параметры	Pb	Sn	Cr	Zn	Ni	Co	V	Mn	Mo	Ba	Sr	Zr	Y	Yb	La
Габбро	19	от/до	Следы	—	Следы	0,001	0,0003	0,003	0,01	0,1	—	—	—	0,001	Следы	—	—
			0,0006	Следы	0,1	0,03	0,05	0,03	0,1	1,0	Следы	0,08	0,1	0,008	0,005	0,0002	0,008
		M _{ср}	0,0003	—	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03	0,3	—	0,02	0,05	0,003	0,002	0,0001	0,002
		Mo	0,0003	—	—	0,003	0,008	0,006	0,03	0,3	—	0,02	0,05	0,002	0,001	0,0002	0,002
		V	55	—	100	90	110	50	85	65	—	125	55	60	75	85	110
Кварцевые диориты	10	от/до	0,0002	—	0,001	0,0005	0,001	0,0008	0,005	0,05	0,0001	0,01	0,03	0,001	0,002	0,0001	0,002
			0,0008	Следы	0,006	0,02	0,005	0,004	0,02	0,2	0,0003	0,06	0,08	0,006	0,005	0,0002	0,005
		M _{ср}	0,0006	—	0,002	0,01	0,001	0,002	0,01	0,1	0,0001	0,03	0,06	0,004	0,003	0,0002	0,003
		Mo	—	—	0,001	—	—	—	—	—	0,0001	—	—	—	—	—	0,0002
		V	40	—	100	60	150	55	40	75	80	65	30	50	30	20	40
Граниты	75	от/до	—	—	—	—	Следы	Следы	0,0008	0,008	—	—	—	0,003	—	—	0,001
			0,003	0,003	0,004	0,02	0,001	0,0008	0,004	0,2	0,0005	0,3	0,08	0,04	0,01	0,0008	0,02
		M _{ср}	0,0008	—	0,001	0,004	0,0001	0,0001	0,002	0,06	0,0001	0,1	0,02	0,015	0,004	0,0004	0,004
		Mo	0,0004	—	—	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—
		V	0,001	—	0,001	—	0,0001	Следы	0,001	0,03	0,0002	0,05	0,03	0,003	0,003	0,0003	0,003
			70	—	130	120	180	110	40	75	130	95	90	75	90	95	95
Меланократовые граниты и гранодиориты	30	от/до	0,0002	—	—	—	—	Следы	0,001	0,01	—	0,02	0,01	0,001	0,002	0,0001	0,001
			0,003	0,0006	0,005	0,006	0,001	0,002	0,02	0,1	0,0003	0,4	0,2	0,03	0,007	0,0005	0,01
		M _{ср}	0,0008	—	0,001	0,002	0,0003	0,0005	0,004	0,04	0,0001	0,1	0,05	0,015	0,004	0,0003	0,004
		Mo	0,0003	—	0,0005	0,003	0,0001	0,0003	0,002	0,03	0,0002	0,04	0,03	0,02	0,005	0,0003	0,003
		V	70	—	100	100	100	85	85	60	90	90	80	50	40	65	55
Тоналиты	10	от/до	0,0002	—	—	Следы	0,0001	0,0003	0,001	0,03	—	0,03	0,01	0,003	0,001	0,0002	—
			0,001	Следы	0,005	0,02	0,002	0,002	0,02	0,3	0,0005	0,2	0,08	0,02	0,008	0,0006	0,01
		M _{ср}	0,0006	—	0,002	0,004	0,0005	0,001	0,01	0,09	0,0001	0,1	0,05	0,01	0,004	0,0003	0,003
		Mo	—	—	0,002	—	—	—	0,001	—	—	<0,0001	0,1	—	—	—	0,0003
		V	140	—	60	140	130	65	80	100	150	55	50	75	50	—	50

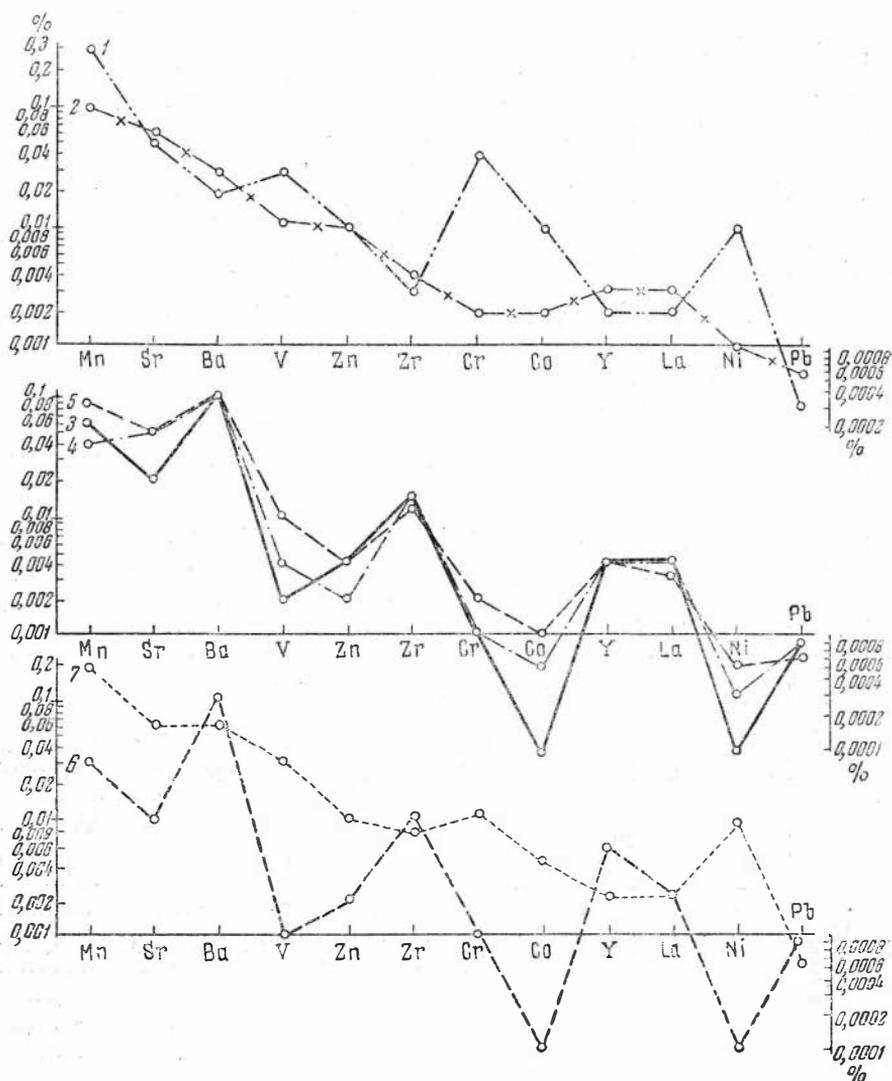
Порода	Количество проб	Основные параметры	Pb	Sn	Cr	Zn	Ni	Co	V	Mn	Mo	Ba	Sr	Zr	Y	Yb	La	
Кислые дайки	33	от/до	—	Следы	—	—	—	—	0,0003	0,0003	—	—	—	0,001	0,001	0,0001	—	
		M_{cp}	0,006	0,0003	0,006	0,02	0,0005	0,0002	0,008	0,2	0,0005	0,08	0,05	0,001	0,02	0,002	0,01	0,01
		Mo	0,0009	—	0,001	0,002	0,0004	0,0001	0,001	0,03	0,0002	0,01	0,01	0,005	0,01	0,005	0,0005	0,002
		V	0,0006	—	Следы	0,01	0,0001	Следы	0,001	0,01	0,0003	0,03	0,01	0,005	—	0,005	0,0003	0,003
Дайки среднего и основного состава	43	от/до	—	—	0,001	—	Следы	Следы	0,001	0,02	—	—	—	—	—	—	—	
		M_{cp}	0,001	0,001	0,06	0,03	0,03	0,02	0,08	0,5	0,0003	0,3	0,2	0,04	0,005	0,0005	0,01	0,01
		Mo	0,0003	—	0,01	0,01	0,008	0,004	0,03	0,2	0,0004	0,06	0,06	0,007	0,002	0,0002	0,002	0,002
		V	0,0003	—	0,005	0,003	—	0,003	0,01	0,08	0,0004	0,03	0,06	0,002	0,002	0,0002	0,0002	—
			160	—	410	70	120	85	60	70	120	60	130	65	60	130	130	

Примечание. «Моды» не определялись ввиду малого числа проб при значительных колебаниях содержания элементов.

дважды; таким образом, достоверность определений систематически контролировалась. Определения велись по 29 элементам, из них для целей корреляции выбрано 15 главных, содержания которых в общем превышают точность метода. Для каждой группы пород в таблице приведены пределы колебаний содержаний, коэффициенты вариации (V), среднеарифметические (M_{cp}) и модальные (Mo) содержания каждого из пятнадцати элементов, избавляющие от необходимости приведения громоздкой и неудобной в употреблении сводной таблицы и вместе с тем позволяющие объективно судить о поведении и содержаниях элементов в породах различных групп.

Из табл. 12 и составленных по данным этой таблицы диаграмм (фиг. 5) видно, что гранитоиды резко отличаются по содержаниям элементов-примесей от диоритов и габбро. Отличия между различными группами гранитоидов незначительны и находятся в прямой зависимости от их минерального состава. Гранодиориты, отличающиеся от гранитов повышенной основностью и большим количеством роговой обманки, характеризуются соответственно более высокими содержаниями Sr, V, Co, Ni. Эта особенность еще более усиливается в тоналитах. В целом содержания элементов-примесей в гранитоидах Шиндинского плутона отвечают средним содержаниям соответствующих элементов в кислых породах гранитного ряда, по А. П. Виноградову [4]. Гранодиориты почти в точности воспроизводят эти содержания. Лейкократовые и биотит-роговообманковые граниты отличаются более высокими содержаниями элементов, характерных для кислых пород и заметно меньшими количествами Ni, Co, V, Cr. Содержание элементов-примесей в тоналитах отличается от средних для гранитов в сторону среднеос-

новых пород. Дайки первого этапа (аплиты, микрограниты и фельзит-порфиры) идентичны по элементам-примесям лейкократовым и биотит-роговообманковым гранитам.



Фиг. 5. Диаграммы средних содержаний элементов-примесей в породах Шиндинского плутона:

1 — габбро; 2 — кварцевые диориты; 3 — граниты; 4 — гранодиориты; 5 — тоналиты; 6 — дайки кислого состава; 7 — дайки основного и среднего состава. Составлены по данным табл. 12. На вертикальной оси нанесены среднеарифметические содержания элементов-примесей в логарифмическом масштабе

Содержания элементов-примесей в габбро и кварцевых диоритах плутона отвечают в общем средним содержаниям в основных и среднеосновных породах. Габбро несколько отличаются при этом повышенными содержаниями Cr, Ni, Co, V, т. е. элементов, характерных для основных пород. Основные и средние по составу дайки отвечают по элементам-примесям породам средней основности.

Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении пока предварительные и, безусловно, неполные данные по содержаниям элементов-примесей в породах Шиндинского плутона никак не свидетельствуют о родственности и преемственности их геохимических черт. Никаких существенных отклонений от средних содержаний элементов-примесей, которые были бы общими, объединяющими особенностями гранитоидов и предшествующих им ранних габброидов не фиксируется. В кварцевых диоритах отмечаются повышенные по сравнению со средними содержания Mo, Zr и редкоземельных элементов, более свойственных кислым породам, что, вероятно, следует объяснять влиянием на диориты контактирующих с ними гранитов.

ВОЗРАСТ ПЛУТОНА

Как видно из ранее приведенных геологических данных, возраст пород плутона устанавливается недостаточно точно. Можно считать бесспорно доказанным прорыв всеми его представителями ниже-среднекембрийских отложений, надежно охарактеризованных фаунистически. Гранитоиды прорывают и метаморфизуют кизирскую свиту. Сходство кизирских эффузивов по особенностям состава, химизму и характеру ассоциаций с габброидами и диоритами плутона позволяет предполагать их комагматичность, а значит, и близость возраста. Однако относительно содержания и особенно возраста кизирской свиты в настоящее время нет полной ясности. Если принять наиболее распространенное мнение о средне-верхнекембрийском возрасте кизирской свиты, то аналогичный возраст следует, вероятно, присвоить габброидам и диоритам плутона, граниты же в таком случае оказываются послесреднекембрийскими. Верхняя возрастная граница гранитоидов определяется в соседних районах нижним девоном на основании трансгрессивного налегания на них отложений имирской свиты. Возраст аналогичных интрузий других районов Алтае-Саянской складчатой области, и в частности, наиболее близких по своему характеру, составу и местоположению гранитоидов Таннуольского комплекса Тувы, определяется верхним кембрием [13, 26].

Таблица 13

Абсолютный возраст гранитов Шиндинского плутона

№ п/п	№ пробы	K	$K^{40} \cdot 10^6$	$Ar^{40} \cdot 10^8$	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
1	1751	0,0516	6,30	20,5	0,0325	485
2	1752	0,0391	4,77	15,8	0,0331	495
3	1753	0,0600	7,32	22,5	0,0308	465

Примечание: 1—биотит из биотит-роговообманковых гранитов Ольховского массива, обр. 715ж, гора Павлин Белок; 2—биотит из лейкократовых гранитов Ничкинского массива, обр. 914, гора Кум; 3—биотит из тоналитов Ольховского массива, обр. 1344, правый борт р. Шинды. Для расчета возраста использованы константы: $\lambda_{\beta} = 4,68 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_{K} = 0,585 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹.

Более точная датировка гранитоидов Шиндинского плутона получена радиологически. По нашим материалам в лаборатории Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института Л. В. Фирсовым определен абсолютный возраст биотитов из тоналитов, биотит-роговообманковых и лейкократовых гранитов плутона. Результаты этих определений отражены в табл. 13.

Приведенные в таблице результаты хорошо согласуются между собой и с геологическими данными. Учитывая пределы точности метода позволяющие допускать для нижнепалеозойских пород отклонения в цифрах абсолютного возраста $\pm 15-20$ млн. лет, все анализировавшиеся пробы, а значит, и представляемые ими группы пород можно считать синхронными. Средняя цифра абсолютного возраста гранитоидов Шиндинского плутона (480 млн. лет) отвечает, по новой геохронологической шкале, нижнему ордовику. Аналогичные цифры опубликованы и для гранитов Таннуольского комплекса [13].

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Изложенные выше данные по геологии и петрографии Шиндинского плутона позволяют сделать некоторые выводы, касающиеся формационного типа, петрогенетических особенностей и металлогении плутона и в целом ольховского комплекса.

По особенностям структурного положения, внутреннего строения и состава плутона наиболее близок к группе батолитовых гранитоидных формаций, по классификации Ю. А. Кузнецова [20]. На это указывает прежде всего форма его залегания. Располагаясь в ядре крупной антиклинальной структуры, плутон как бы «съедает» вмещающие толщи не нарушая существенно их залегания. Четко проявлена зависимость состава плутона от состава вмещающих пород. В ряде контактов обнаруживаются признаки гранитизации и магматического замещения. Устанавливаются черты сходства Шиндинского плутона с рядом конкратных комплексов батолитовых гранитов соседних районов: Улень-туимским и Тыгертышским в Батенях [29, 33], Мартайгинским в Кузнецком Алатау [6], тельбесским в Горной Шории и особенно таннуольским в Туве [13, 26].

Вместе с тем плутон обнаруживает ряд особенностей, заметно отличающих его от типичных примеров батолитовых гранитов [20]. Для Шиндинского плутона характерно сочетание явлений гранитизации с интрузивными формами. Правда, эти особенности довольно часто встречаются в батолитических гранитах, отличающихся весьма сложными процессами формирования, и Ю. А. Кузнецов, отдавая в данном случае предпочтение процессам магматического замещения, ведущим гранитному магмообразованию в месте формирования батолитов, особо подчеркивает вместе с тем возможность, а в некоторых условиях даже неперемещенность перемещения гранитного расплава.

Обращает на себя внимание относительно выдержанный состав плутона. В нем нет той пестроты пород, какая свойственна, например Улень-туимскому или Мартайгинскому комплексам, от которых он, кроме того, отличается относительно слабым развитием явлений микроклинизации и исключительно активной ролью процессов окварцевания. Среди даек широким развитием пользуются породы асхистового типа различные по составу порфириды и лампрофиры, что также считается не свойственным типичным представителям батолитовых гранитов. Шиндинский плутон со всеми его особенностями наиболее близок Таннуольскому комплексу, описанному весьма обстоятельно Г. В. Понусом [26] и Т. Н. Ивановой [13].

Отмеченные выше особенности Шиндинского плутона не случайны, они находятся в соответствии с общей изменчивостью батолитовых гранитов, отличающихся большим разнообразием состава и форм проявления. Это разнообразие объясняется рядом причин, связанных с особенностями происхождения и условиями формирования батолитовых гранитов.

Большое значение при объяснении особенностей гранитоидных п.

тонов придается фациям глубинности [1, 20, 23], влияющим не только на состав, но и на способ формирования массивов. Для плутонов больших глубин (катазоны) характерно широкое развитие явлений гранитизации, играющей в формировании данного типа плутонов решающую роль. Интрузивные формы, многофазность и связь с вулканизмом им в общем не свойственны. Плутоны малых глубин (эпизоны), напротив, характеризуются преимущественно интрузивными формами и обычно обнаруживают связь с вулканизмом, явления гранитизации и магматического замещения играют в них второстепенную роль. В условиях средних глубин, в которых формировался Шиндинский и большинство других плутонов нижнепалеозойских батолитовых гранитов центральной части Алтае-Саянской области, гранитные массивы обладают смежными признаками. В них широко развиты явления контактово-реакционных процессов и магматического замещения, указывающие на процессы гранитного маглообразования в месте формирования плутонов, и наряду с этим нередко устанавливаются типично интрузивные формы, причем в каждом конкретном случае может преобладать тот или иной способ происхождения в зависимости от условий и глубины формирования массивов. Особенности таких плутонов должны зависеть, вероятно, и от уровней денудации, на которых мы их наблюдаем.

Ю. А. Кузнецов [20] обращает внимание на то, что между батолитовыми гранитами и субвулканическими формациями габбро-диорит-гранодиоритового ряда нет резкой границы и что в природе должны существовать конкретные гранитоидные комплексы, в которых сочетаются признаки различных формационных типов.

Шиндинскому плутону свойственны некоторые особенности, сближающие его с представителями габбро-диорит-гранодиоритовой формации: наличие интрузивных контактов, широкое развитие основных пород в составе интрузий, предшествующих гранитам и следующих за ними (дайки второго этапа). Таким образом, в нем сочетаются признаки двух близких между собой формационных типов: батолитовых гранитов и габбро-диорит-гранодиоритового. Ассоциация ранних габброидов и кварцевых диоритов относится, вероятно, к габбро-диорит-гранодиоритовой группе формаций, а следующие за ними граниты плутона более близки к группе батолитовых гранитов.

Следует особо остановиться на соотношении гранитов Шиндинского плутона с предшествующими им интрузиями габбро и диоритов.

Приведенные выше данные по геологии и петрографии плутона свидетельствуют о значительных различиях между интрузией габбро и гранитоидами плутона. Габбро занимают существенно иное структурное положение. Они представлены небольшими по размерам типично интрузивными телами, приуроченными к зонам разломов. Аналогичные им интрузии прослеживаются и за пределами Шиндинского плутона. Какой-либо преемственности в составе и особенностях химизма габброидов и гранитов не улавливается. Габбро в ассоциации с диоритами напоминают некоторые стратифицированные габброидные массивы, известные в междуречье Кизира и Кызыра. Эти интрузии резко отличаются по формационному типу от батолитовых гранитов, в формировании которых активную роль играли контактово-реакционные процессы и магматическое замещение.

Вместе с тем несмотря на значительные различия намечается связь между габброидными интрузиями и следующими за ними гранитами батолитового типа, выявляющаяся при рассмотрении магматизма в пределах крупных структур. Они сосредоточены преимущественно в районах Артемовской мегантиклинали и Таятско-Сретенского (Базыбайского) выступа. Габбровые тела в районе Шиндинского плутона прорывают отложения осинонской свиты (Ст₁₋₂). Слагающие их

породы, особенно диориты, близки по составу к эффузивам кизирской свиты и, возможно, являются их комагматами. Таким образом, габброиды сближаются с гранитами и по возрасту.

Ассоциация габброидных интрузий и батолитовых гранитов закономерно повторяется во многих районах Алтае-Саянской складчатой области: в Восточном Саяне (Ольховский комплекс), в Туве (Таннуольский комплекс), в Горной Шории (Тельбесский комплекс), в Горном Алтае (Змеиногорский комплекс). Похожие, но несколько отличные ассоциации известны в Батенях (Когтахский и Улень-туимский комплексы) и в Мартайге (Мартайгинский комплекс). Всюду проявляются одна последовательность и одинаковые соотношения, габброиды играют явно подчиненную роль и во всех случаях предшествуют гранитам. Иногда за гранитами вновь следуют интрузии среднего и основного состава, проявляющиеся преимущественно в дайковой фации. Предшествующие гранитам габброидные комплексы представлены габбро-диорит-тоналитовыми ассоциациями, сменяющимися в более стабильных структурах ранней консолидации габбро-сиенитовыми.

Подобная ассоциация отмечается во многих районах мира. Очень близки к ольховским по составу, петрохимии и особенностям формирования калифорнийские батолитовые граниты [38], формирование которых начинается с интрузий габбро и тоналитов. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [34] выделяют такую ассоциацию в особый гранодиорит-тоналитовый тип батолитовых гранитов.

В различных районах Алтае-Саянской складчатой области эта ассоциация иногда рассматривается как один комплекс, а иногда разделяется на два самостоятельных комплекса: габброидный и собственно гранитный (батолитовый). Значительные различия в составе, форме проявления и способе формирования габброидов и батолитовых гранитов свидетельствуют об их принадлежности к различным формационным типам и не позволяют, как нам кажется, объединять их в один комплекс. Вместе с тем, мы считаем возможным и даже нужным иногда и, в частности, в нашем случае рассматривать подобные ассоциации как серии магматических комплексов, принадлежащих к различным формационным типам, но закономерно связанных в своем развитии.

Происхождение таких серий хорошо объясняется с позиций гипотезы вертикальной миграции магматических очагов и областей питания из базальтовой оболочки земной коры в осадочно-метаморфическую в ходе развития подвижной зоны [2, 12, 19, 32]. Ю. А. Кузнецов при этом указывает, что в период наступления и развития геоантиклинального режима формируются вначале эффузивные комплексы базальт-андезит-липаритового ряда и эквивалентные им многофазные интрузивные комплексы габбро-диорит-гранодиоритового ряда. Глубинные очаги, питающие такие комплексы, зарождаются в базальтовой оболочке и постепенно перемещаются в осадочно-метаморфический слой, что отражается в эволюции состава магм на разных этапах развития магматического процесса.

В ранние стадии формируются преимущественно интрузии основного состава. Позднее, при перемещении магматического очага в область, пограничную между базальтовой и осадочно-метаморфической оболочками, появляются интрузии средней основности. Крайние представители этого ряда — субвулканические граниты — возникают в самом конце, когда очаг полностью перемещается в пределы осадочно-метаморфического слоя. В ходе этого процесса постепенно нарастает роль богатых летучими сквозьмагматических растворов, способствующих глубинной ассимиляции базальтовой магмой и плавлению пород осадочно-метаморфического слоя. В случае особенно интенсивного при-

тока легких продуктов глубинной дифференциации земного вещества, когда ими пропитываются большие объемы осадочно-метаморфической оболочки, возникают гранитоидные комплексы батолитового типа, при этом очаги магмообразования поднимаются на более высокие уровни и связь их с базальтовой оболочкой прекращается [19]. Массовый гранитный магматизм, сопровождающийся формированием крупных гранитоидных плутонов батолитового типа, приводит к стабилизации отдельных участков подвижных зон и смене собственно геосинклинальных условий режимом молодой платформы со свойственным ему уже существенно иным магматизмом [18].

Таким образом, иногда происходит закономерное перерастание эффузивно-интрузивного магматизма, порождающего многофазные комплексы базальт-андезит-липаритового и габбро-диорит-гранодиоритового рядов, в собственно гранитоидный магматизм, ведущий к формированию батолитовых гранитов, и совмещение этих как будто совершенно различных по формационному типу комплексов, очевидно, не является случайностью.

Соотношения данных комплексов могут быть различными. В одних случаях преобладают интрузии габбро-диорит-гранодиоритового ряда, а в случае значительного развития гранитного магматизма породы габбро-диорит-гранодиоритового комплекса вместе с породами вмещающих голш гранитизируются и замещаются гранитами, уступая им место. Вероятно, именно этим можно объяснить большое разнообразие форм проявления Ольховского комплекса, который, судя по всему, представляет собой серию, сочетающую в себе признаки двух формационных типов: габбро-диорит-гранодиоритового и батолитовых гранитов. В одних местах (Таят-Табратский район, [28]) в составе этой серии преобладают ассоциации габбро-диорит-гранодиоритового состава, в других — гранитоидный магматизм проявился полнее и шире с образованием крупных гранитоидных плутонов батолитового типа (Шиндинский плутон).

В заключение кратко остановимся на металлогенических особенностях Шиндинского плутона и в целом Ольховского комплекса.

Известно, что им сопутствуют рудопроявления железа и золота. Месторождения золота расположены в северо-западном контакте Шиндинского плутона с известняками и доломитами чибижекской свиты. Породы контакта разбиты многочисленными трещинами и зонами дробления. К нарушениям приурочены дайкообразные тела аляскитовых гранитов, аплитов и гранофиоров, концентрация которых в этом месте noticeably более высокая, чем в любой другой части плутона. Выше же отмечалось, что в указанном контакте особенно широко проявлены контактово-реакционные и гидротермальные процессы. Все это как будто свидетельствует о связи золотооруденения с наиболее поздними аляскитовыми гранитами, проявившимися в условиях особенно активного притска летучих.

Рудопроявления железа, напротив, больше тяготеют к интрузиям габбро-диорит-гранодиоритового состава. К таким интрузиям приурочена Таят-Табратская группа месторождений; возможно, с ними же связаны Мульгинское и Тереховское месторождения³. Рудопроявления железа, связанные с Шиндинским плутоном, располагаются в южных контактах, где также проявлены габбровые и диоритовые интрузии. Большинство из этих рудопроявлений приурочены к местам, где совмещаются основные интрузии или эффузивы с карбонатными породами и гранитами. Габброиды, диориты и эффузивы подвергаются на этих участках гранитизации, сопровождавшейся их раскислением и осветлением,

³ Значительная часть магнетитовых месторождений района генетически связана более молодым, послербатолитовым, субвулканическим комплексом граносиенитов и щелочных гранитов, известным под названием Ирбинского [27].

с растворением и выносом цветных минералов. Основные породы в этом случае играют, вероятно, роль источника железа для формирующихся здесь же скарнов и руд.

Таким образом, наиболее благоприятными для формирования железорудных месторождений, связанных с данной группой магматических образований, являются, по нашему мнению, районы развития габбро-диорит-гранодиоритовых комплексов с явлениями умеренной локальной гранитизации и метасоматоза, сопровождавшимися выщелачиванием из основных пород силикатного железа и переотложением его в рудной форме. В местах, где преобладает гранитоидный магматизм с образованием крупных батолитовых тел относительно однородных гранитов и где масштабы гранитизации велики, значительные скопления железа обычно не образуется, ибо в таких условиях оно выносится и рассеивается далеко за пределы участков формирования гранитных плутонов. Незначительные по размерам магнетитовые месторождения могут возникать и в этом случае в местах, где гранит сочетается с карбонатными отложениями и гранитизированными породами основного состава, особенно, если это интрузивные габбро или диориты. Такие выводы справедливы, вероятно, не только для нашего но и для многих других районов Алтае-Саянской области.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Баддингтон. Формирование гранитных тел. ИЛ, 1963.
2. Ю. А. Билибин. Опыт анализа эндогенной металлогении подвижных поясов.— Избранные труды, т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
3. А. Я. Булытников. Геологические исследования в Нижне-Кизирском районе Минусинского округа в 1926 г.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. комитета, 1929, 9, вып. 2.
4. А. П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород— Геохим., 1962, № 7.
5. Геология СССР, XV, Красноярский край, часть I, 1961.
6. А. Н. Дистанова. О Мартайгинском интрузивном комплексе.— Б сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во СО АН СССР, 1963.
7. А. Л. Додин. Магматизм Восточного Саяна.— В сб. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
8. В. Н. Долгова. К вопросу о Беллыкском интрузивном комплексе.— Материалы по геологии Красноярского края, 1961, вып. 1.
9. В. А. Жариков. Реакционные явления магматической и послемагматической стадии при формировании скарноворудных месторождений.— В сб. «Магматизм — связь с ним полезных ископаемых». (Труды 2-го Всес. петрограф. сов., 1960).
10. А. Н. Заварицкий. Введение в петрохимию горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
11. Э. П. Изох. Послегранитовые дайки, их происхождение и отношение к послемагматическому оруденению.— Сов. геол., 1958, № 10.
12. Э. П. Изох. Происхождение и металлогеническая специализация щелочно-земельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока).— Геол. и геофиз., 1962, № 8.
13. Т. Н. Иванова. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Госгеолтехиздат, 1963.
14. В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полковой. Интрузивные комплексы гранитоидов в Бет-Пак-Дала.— Сов. геол., сб. 51, 1956.
15. Д. С. Коржинский. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 2.
16. Н. Н. Крылов, М. М. Мануйлова, Ф. П. Митрофанов, Л. П. Никитина, В. Я. Хильтова. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна.— В сб. «Петрография Восточной Сибири», т. II, 1962.
17. Ю. А. Кузнецов. Скарны Ольховско-Чибижеских контактов.— Изв. Томского гос. ун-та, 1927, 79.
18. Ю. А. Кузнецов. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
19. Ю. А. Кузнецов. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
20. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. Госгеолтехиздат, 1964.

21. В. Г. Лазаренков. Вопросы магматического замещения ксенолитов доломита в гранит-доломитовом контакте Ольховско-Чибижевской интрузии (Восточный Саян).— Геол. и геофиз., 1963, № 2.
22. И. В. Лучицкий. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
23. К. Менерт. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
24. Ф. П. Митрофанов. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной части Восточного Саяна.— Вестн. ЛГУ. Серия геол. и геофиз., 1962, вып. 1, № 6.
25. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
26. Г. В. Пинус. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Изд-во СО АН СССР, 1961.
27. Г. В. Поляков. Девонский магматический комплекс района Ирбинского месторождения.— Изв. Томск. политехн. ин-та, Серия геол., 1958, 90.
28. Г. В. Поляков, Г. С. Федосеев. Интрузивные комплексы района Таят-Табратской группы железорудных месторождений (Восточный Саян).— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во СО АН СССР, 1963.
29. Е. С. Сергеева. О некоторых особенностях и происхождении Улень-туимского гранитоидного комплекса.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во СО АН СССР, 1963.
30. А. Д. Смирнов, В. В. Булдаков. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.
31. В. С. Соболев. Важнейшие особенности фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения.— Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6.
32. В. С. Соболев, В. П. Костюк, А. П. Бобриневич и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УССР, 1955.
33. Е. К. Станкевич. Геология восточной части Тыгертышского плутона (Кузнецкий Алатау).— Петрограф. сборник, № 5 (Труды ВСЕГЕИ. Новая сер., 98, 1963).
34. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
35. В. В. Хоментовский, М. А. Семихатов, Л. Н. Репина. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна.— В сб. «Региональная стратиграфия СССР», т. 4. Изд-во АН СССР, 1960.
36. А. Д. Шелковников. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярск. края, 1962, вып. 3.
37. Е. А. Шнейдер., Б. П. Зубкус. Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдино-Ербинской впадин.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярск. края, 1962, вып. 3.
38. E. S. Larsen. Batholith of Southern California.— Geol. Soc. Amer., 1948, № 29:

МАРТАЙГИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС

В настоящей работе рассматриваются некоторые результаты геологического и петрологического исследований нижнепалеозойского гранитоидного комплекса Мариинской тайги (северная часть Кузнецкого Алатау), именуемого в последнее время мартайгинским. Излагаемый ниже материал является результатом камеральных и полевых исследований, проведенных автором летом 1961 г. на Кожуховском, Центральнинском, Федотовском, Соболинском и других массивах и продолженных летом 1962 г. В. И. Богнибовым. Им был собран дополнительный полевой материал по северо-восточной части Центральнинского, по большей части Федотовского и в районе Ургадатского (Мурюкско-Китатского) и Ампалькского массивов.

Целью исследований являлось уточнение стратиграфического положения гранитоидного комплекса Мартайги, выяснение его состава, объема и происхождения, а также определение принадлежности комплекса к тому или иному формационному типу.

Камеральное изучение собранных материалов подтвердило правильность сделанных ранее выводов об исключительной роли процессов магматического замещения вмещающих пород при формировании этого гранитоидного комплекса [6].

Как уже говорилось, многими авторами мартайгинский гранитоидный комплекс рассматривается как представитель многофазных интрузий габбро-плагиогранитной формации, что нашло отражение и в некоторых сводных работах [29, 7]. Кроме гранитоидов, в мартайгинский комплекс включаются также породы более древних основных интрузий. С ними нередко путают те более основные гибридные разности гранитоидов, которые широко развиты в краевых частях массивов. Нами под мартайгинским комплексом подразумевается лишь комплекс батолитовых гранитоидов, и более древние габброиды в него не включаются.

Представления о многофазности мартайгинского комплекса в сущности возникли на основе той схемы магматизма, которая была построена для района Берикуля В. К. Моничем [23]. Все пространственно сопряженные интрузивные комплексы Берикуля этот автор объединил в одну сложную золотоносную салаирскую интрузию, состоящую из 1) габбровой, 2) диорит-порфиритовой, 3) гранодиоритовой интрузий и 4) интрузии щелочных сиенитов. Все четыре интрузии рассматривались В. К. Моничем как комагматичные, являющиеся результатом дифференциации единой основной магмы. В то же время этот автор указывал на пространственную и тектоническую обособленность гранодиоритовой интрузии, считая ее в некотором роде самостоятельной. И если бы не утверждение В. К. Монича о генетической

тов, то выделенная им гранодиоритовая интрузия в его и вполне отвечала бы самостоятельному интрузивному благодаря проведенной В. К. Моничем параллелизации и центральной интрузий схема его приобрела затем версальной и стала применяться ко всем гранитоидным Мартайги. К аналогам бериккульской и центральной (за) интрузий были отнесены также массивы среднеоснов-описанные для юга района В. А. Кузнецовым [17].

нии данных В. А. Кузнецова, В. К. Монича и А. А. Зенко-нус [29] под названием «мартайгинский комплекс» описал эвную интрузию Мартайги, объединив с ней и интрузию (гранодиоритовая интрузия). Правда, последнюю Г. В. Пинус [29] описал как принадлежащую к мартайгинскому комплексу лишь предположительно [31], ому времени стал очевидным (Ананьев [2]; Зенкова и Ка-и др.) не верхнекембрийский, а ордовикский или после-возраст Кожуховского, Ольгинского и других массивов. Пинуса [29] они были обособлены от Центрального массивов, за которыми был оставлен верхнекембрийский Г. В. Пинусу, гранодиоритовая и габбровая интрузии, и мартайгинский комплекс, являются представителями (гранитной) формации и связаны одна с другой общностью го очага, хотя и отделены одна от другой значительным времени [29]. Аналогичные взгляды на состав мартай-плекса и природу гранодиоритовой интрузии высказаны Юдиным [7]. В работах некоторых авторов [16] в последнее да развитие идея о самостоятельности габброидного ком-плекса и о его послегранитном, молодом возрасте. Молодой (гранитоидов, однако, не подтверждается при внимательном изу-чении соотношений с гранитоидным комплексом, поскольку они т преобразования в связи с формированием гранитоидов. аниями В. Н. Довгала и В. И. Богнибова в районе Бери-Куль. Большой Таскыл был подтвержден впервые указанный и более древний возраст габброидной интрузии. Эту интрузию и В. И. Богнибов рассматривают в составе само-нижнепалеозойского габбро-сиенитового комплекса. Кроме того и с иных позиций рассмотрено происхождение гра-ниоидов Т. М. Дембо, который в строении их увидел резуль-таты и анатексиса боковых пород гранодиоритовой маг-мы. Т. М. Дембо сильно преувеличил роль процессов ассими-ляции в гибридные образования гранодиоритовой интрузии и более древних основных интрузивных комплексов (Кун-кульский, Бериккульский и Комсомольский массивы

О. А. Кузнецова [19] гранодиоритовая интрузия Мартайги рена как представитель батолитовых гранитоидных интрузив-

ирования мартайгинского гранитоидного комплекса под-звильность взглядов о принадлежности его к батолитовому у формационному типу с широким развитием гибридных образований. Как отмечено нами ранее соображения об ассимиляции, т. е. о характере магматического замещения при формировании комплекса (по Д. С. Коржинскому [15]), благодаря новым получен-ным нами в процессе исследований данным, видоизменились в сторону признания большой роли явлений инфильтрационного магматического замещения. Для пород, слагающих гранитоидные массивы, нами сохраняется название «гибридные», что не противоречит существующим опре-делениям. По мнению В. Н. Лодочникова, термин «гибридная порода»

указывает только на двоякое происхождение частей, составляющих магматическую породу в целом [22]. А. Н. Заварицкий [10], В. С. Коптевым-Дворниковым [12] и другими термин «гибридные» прилагается к тем породам, которые несут объективные признаки двойственного происхождения, и особенности вещественного состава, структур и текстур которых не позволяют поместить их в ряд производных нормальных магм. В. С. Коптев-Дворников указывает, что название «гибридные» следует применять к тем породам, для которых «очевидно и доказано двоякое происхождение их материальной основы», и замечает, что этот термин «не отражает существа процессов образования» пород [12]. Как видно из всего сказанного, понятие «гибридные породы» является довольно широким.

Как уже отмечалось ранее [6], в гибридные породы нами объединены все те образования, которые являются результатом не дошедших до конца контактово-реакционных процессов. Последние осуществлялись путем метасоматоза и инфильтрационного растворения боковых пород, а также путем диффузионного растворения (или расплавления) их в магме. Следуя терминологии Д. С. Коржинского [14, 15] для обозначения явлений и процессов образования магматических гранитоидных пород, автор пользуется термином «магматическое замещение», подразумевая под ним или диффузионное (ассимиляция) или инфильтрационное магматическое замещение, так, как это понимается Д. С. Коржинским [15] и В. А. Жариковым [8].

Несмотря на довольно многочисленные геологические исследования района Мартайги (Л. В. Алабин, 1962; А. Р. Ананьев, 1940—1943 гг.; А. Я. Булытников, 1928, 1943; Г. Ф. Горелов, 1960; Т. М. Дембо, 1956; И. Т. Журавлева, Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский, 1959; А. А. Моссаковский, 1963; Д. И. Мусатов, 1961 и др.) для него до сих пор отсутствует единая стратиграфическая схема.

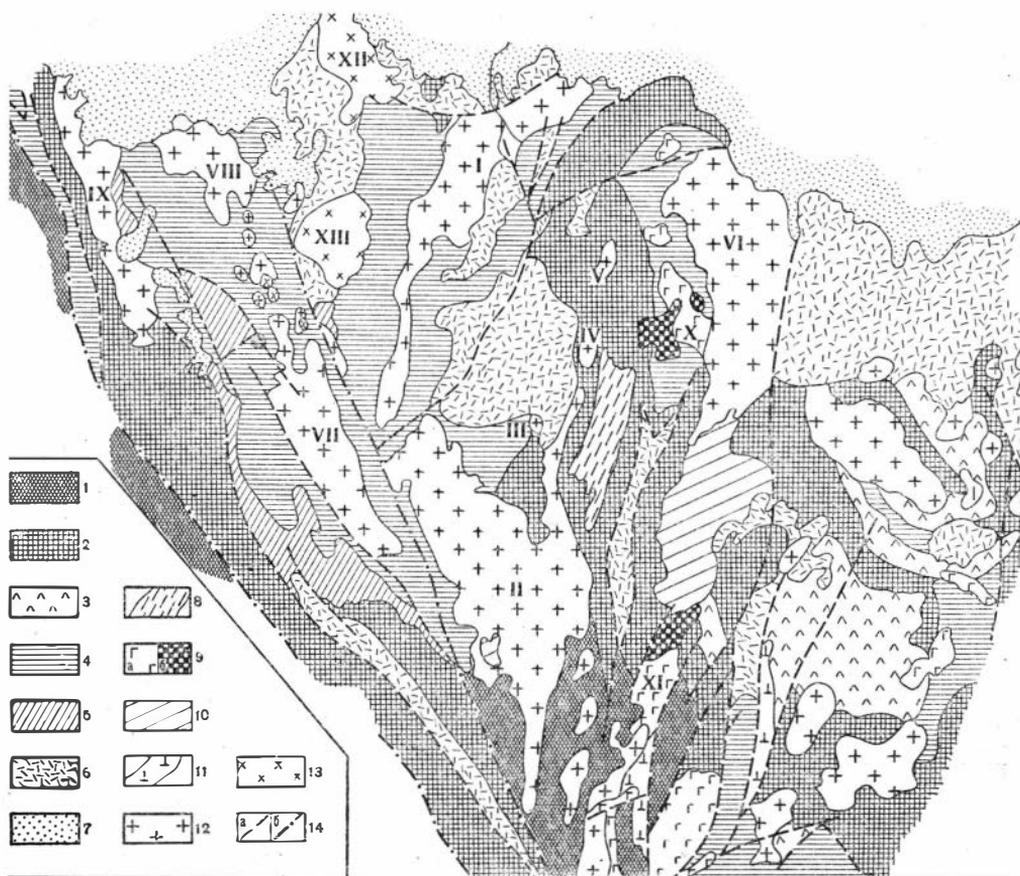
Исключительное участие в геологическом строении района принимают нижнепалеозойские отложения. Из образований докембрия в Мартайге известны нижнепротерозойские кристаллические сланцы (мощность около 4000 м) и отложения верхнего протерозоя, мощность около 2000 м, представленные толщей известняков енисейской свиты, трудно отделяемых от залегающих выше археоциатовых известняков нижнего и, может быть частично, среднего кембрия. Археоциатовые известняки, именуемые усинской свитой, являются возрастным репером. Ниже известняков усинской свиты, мощность которой достигает 2500 м согласно с нею местами залегают толща главным образом зеленокаменная-измененных вулканогенно-осадочных пород кондомской свиты нижнего кембрия, мощностью около 2000 м. Выше усинской свиты залегают существенно вулканогенные породы основного и среднего состава несогласно перекрывающие нижележащие отложения и относившиеся ранее к бериккульской свите среднего кембрия.

В соответствии со стратиграфической схемой, положенной в основу последних геологических карт (Л. В. Алабин и др.), эти мощные (3500—4000 м) толщи именуется мундыбашской свитой среднего кембрия. Кроме того, в среднем кембрии выделена большекитатская свита вулканогенного состава (Г. Ф. Горелов и др.), мощностью около 1500 м. Более молодые и сравнительно маломощные (1000—1200 м) отложения, развитые лишь на западе района, представлены фаунистически охарактеризованными осадочными породами (песчаниками, сланцами, мергелями и т. п.) верхнего кембрия — низов ордовика и приурочены к узкой синклинальной зоне. Эта толща известна в литературе под названиями «граувакко-сланцевая формация» [28]

«кожуховско-китатская свита [11] и т. д. От более древних толщ, смятых в крутые линейные складки, она отделена угловым несогласием и дислоцирована довольно слабо, но в общем плане с нижележащими породами. Из более молодых палеозойских отложений в районе известны осадочные красноцветные и эффузивные породы нижнего и среднего девона, трансгрессивно залегающие на нижележащих толщах или зажатые в узких клиновидных грабенах.

В отношении количества, объема и последовательности интрузивных комплексов единые взгляды до сих пор отсутствуют. Ранее уже упоминались разногласия, существующие по вопросу о составе и возрасте гранитоидного комплекса. Немало спорного остается еще в вопросе о составе и возрасте более древних интрузий. Не вызывает как будто ни у кого сомнения нижнепалеозойский возраст гипербазитов ([29] и др.) и интрузии авгитовых диоритов, габбро-диобазов и т. п., слагающей так называемый кундустульский акмолит ([3] и др.). Аналогом ее на восточном склоне Кузнецкого Алатау, по-видимому, является буйский комплекс [10]. Габбро и щелочные сиениты Бериккульского района, аналогичные изученным В. К. Моничем [23, 24], принадлежат к более молодому, но также «домартайгинскому» интрузивному комплексу. Представителями девонских интрузивных комплексов в Мартайге являются щелочные граниты, рвущие отложения среднего девона и пользующиеся заметным развитием на северо-западе района, а также щелочные габброидные породы, уртиты, горячиты и нефелиновые сиениты, тесно сопряженные во времени и пространстве с девонскими эффузивами и приуроченные главным образом к восточной части Мартайги.

Породы мартайгинского комплекса слагают крупные, обычно вытянутые в субмеридиональном направлении массивы (фиг. 1), площадь выходов которых достигает 600 км^2 , а также ряд небольших массивов и штокообразных мелких тел. Какие-либо точные данные об истинной форме плутонов пока что отсутствуют. Наиболее крупными плутонами являются Дудетский ($\sim 485 \text{ км}^2$), Центральнинский ($\sim 575 \text{ км}^2$), Кожуховский ($\sim 260 \text{ км}^2$) и Федотовский ($\sim 200 \text{ км}^2$). Сравнительно протяженные, но менее крупные массивы — Ольгинско-Ампалыкский ($\sim 150 \text{ км}^2$) и Ургадатский ($\sim 90 \text{ км}^2$). На востоке района довольно большим по площади является массив в бассейне р. Урюп ($\sim 170 \text{ км}^2$) и т. д. Площадь мелких гранитоидных тел (устье р. Кундат, р. Соболинка, к северу от с. Федотова и т. д.) варьирует от 1 до 5—6 и 10 км^2 . Наиболее крупные плутоны вытянуты в субмеридиональном направлении, примерно совпадающем с общим региональным простиранием складок и крупных нарушений. Описываемый район входит в антиклинорий Кузнецкого Алатау (Пинус, Кузнецов, Волохов [30]), разделяемый на внутригеосинклинальное поднятие и ряд прогибов, в пределах которых выделяются структуры более мелкого порядка (см. фиг. 1). С юга район ограничивается выступом кристаллического доверхнепротерозойского фундамента. В центральной части района располагается область внутригеосинклинального поднятия, отмечающаяся широким развитием существенно карбонатных отложений верхнего протерозоя и нижнего кембрия. К западу она сменяется зоной прогиба, выполненного вулканогенными отложениями среднего кембрия и переходящего на крайнем западе района в область длительно живущего прогиба, характеризующегося присутствием в разрезе и более молодых осадочных отложений верхнего кембрия — низов ордовика. Массивы мартайгинского комплекса располагаются как во внутригеосинклинальном поднятии (Дудетский, Центральнинский, Кожуховский), занимая при этом и центральные и краевые его части, так и в зонах прогибов (Федотовский, Ургадатский и др.).



Фиг. 1. Схема размещения гранитоидов Мартайгинского комплекса (составлена с использованием материалов Л. В. Алабина, С. Г. Быкова, Г. Ф. Горелова, В. Н. Довгала и В. И. Богникова, А. И. Зенковой, А. А. Моссаковского, П. А. Пономарева и др.)

1 — кристаллические сланцы протерозоя, слагающие выступы докембрийского фундамента; 2 — существенно карбонатные отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия (усинской свиты), слагающие главным образом область внутригеосинклинального поднятия; 3 — вулканогенные отложения спилитово-кератофировой формации нижнего кембрия (кондомской свиты), выполняющие зоны прогибов; 4 — вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения андезит-дацитовой формации среднего кембрия, выполняющие зоны прогибов; 5 — осадочные породы верхов кембрия — низов ордовика, выполняющие область догложившего прогиба; 6 — вулканогенные и осадочные красцветные отложения нижнего и среднего девона; 7 — рыхлые отложения; 8 — авгитовые диориты, габбро-диабазы и другие породы, слагающие Кундустульский акмолит; 9 — породы нижнепалеозойского габбро-сиенитового комплекса (а — габбрисиды, б — щелочные сиениты); 10 — щелочные и нефелиновые сиениты неопределенного возраста; 11 — гипербазиты; 12 — гранитоиды мартайгинского комплекса; 13 — субвулканические щелочные граниты девонского возраста; 14 — линии тектонических нарушений (б — региональные глубинные разломы); I — Кожуховский массив; II — Центральный массив; III — Кундатский шток; IV — Соболинский массив; V — Усть-Кундатский массив; VI — Дудетский массив; VII — Федотовский массив; VIII — Ургадатский массив; IX — Ольгинско-Ампалыкский массив; X — Новоберкульский массив; XI — массив горы Большой Таскыл; XII — Тыштымский и XIII — Чебулинский массивы

Гранитоидные плутоны залегают главным образом в вулканогенных или осадочно-вулканогенных породах среднего кембрия, а также в известняках верхнего протерозоя и нижнего кембрия. На западе района гранитоиды, кроме того, прорывают и метаморфизуют отложения верхнего кембрия — тремадока. В ряде мест в пределах массивов наблю-

даются реликты пород габброидного комплекса, метаморфизованных в связи с формированием гранитоидов. Поскольку галька пород мартайгинского комплекса присутствует в перекрывающих массивы конгломератах тельбесской серии нижнего и среднего девона, возраст мартайгинского комплекса лежит в пределах от низов ордовика до нижнего девона [6]. Учитывая же особенности истории геологического развития района [19], возраст комплекса следует относить к верхнему ордовику или силуру.

Плутоны мартайгинского комплекса сложены гибридными породами очень разнообразного состава и имеют зональное строение с более основными разностями пород в краевых частях массивов. Гранитоиды изобилуют всюду переработанными реликтами измененных вмещающих пород. Внешнюю, часто весьма мощную (до 1 км) оторочку плутонов слагают метасоматически-измененные боковые породы, имеющие интрузивноподобный облик. Следует оговориться, что употребляемый нами для последних термин «метасоматические диориты», строго говоря, не вполне правилен, поскольку вообще под диоритами понимаются магматические породы вполне определенного состава и строения. Правильнее было бы данные породы именовать всюду амфиболитами. Тем не менее мы оставляем этот термин, применяя его к метасоматически-преобразованным вмещающим породам, имеющим состав, очень близкий к составу эндоконтактовых диоритов, с тем, чтобы подчеркнуть их тесные взаимопереходы и близость по составу и по общему типу макроструктур. Следует добавить, что благодаря большому сходству внешнего облика многими геологами не делается различия между названными выше метасоматическими и «нормальными» диоритами, в результате чего и те и другие на геологических картах объединяются вместе.

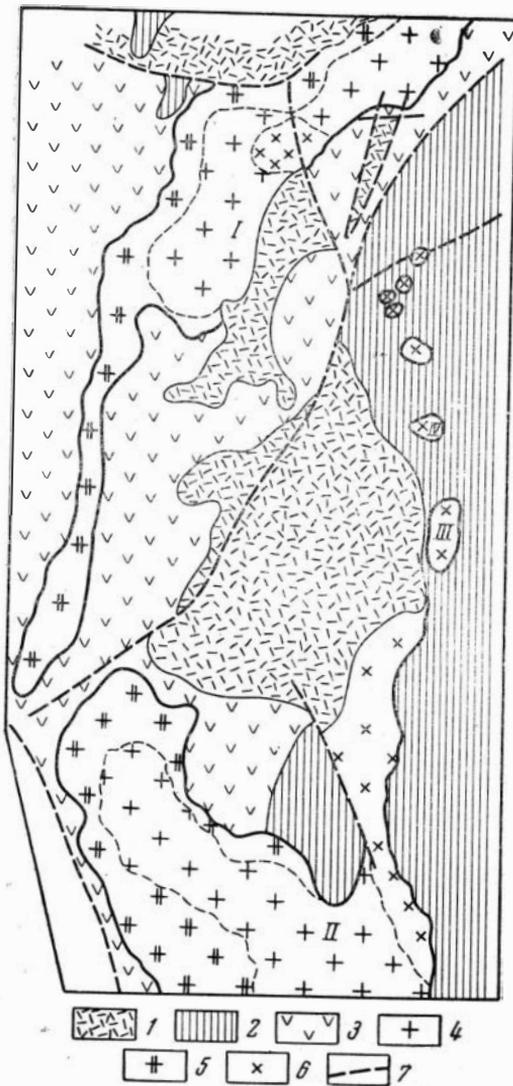
Изучавшиеся нами массивы по тектоническому положению и некоторым особенностям формирования следует подразделить на две группы. К первой принадлежат плутоны, формировавшиеся в пределах внутригеосинклинального поднятия (Центральнинский, Кожуховский и т. д.), ко второй — массивы, приуроченные к зоне длительно существовавшего прогиба (Федотовский и др.). Как будет показано ниже, первые формировались в специфических условиях, при решающей роли процессов инфильтрационного магматического замещения, вторые более всего подходят к категории обычных плутонов, образовавшихся внедрением гранитоидных магм. Из массивов первой группы нами наиболее детально исследовался Кожуховский (как самый обнаженный), который и может служить в некотором роде опорным.

КОЖУХОВСКИЙ МАССИВ

Специальные исследования Кожуховского массива выполнены Н. Н. Дингельштедтом [5] и А. Р. Ананьевым [2]. На площади массива в связи с геологической съемкой проводили также исследования Д. В. Никитин, Т. М. Дембо и Л. В. Алабин.

Кожуховский массив, занимающий все нижнее течение р. Кожух, имеет площадь около 260 км² и лучше всего вскрыт рекою Кожух. Он алегает в вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщах, представленных главным образом породами среднего состава (средний кембий). Возраст верхов вулканогенно-осадочной толщи, развитой к западу от массива, Д. В. Никитин и А. Р. Ананьев считали верхнекембрийско-ордовикским.

В нижнем течении р. Кожух описываемый массив перекрывается разноцветными отложениями нижнего и среднего девона с галькой пород массива в базальных конгломератах. Она содержится также в



Фиг. 2. Схема размещения некоторых основных типов гибридных пород мартайгинского комплекса (для центральной части района)

1 — отложения нижнего и среднего девона. Вмещающие породы: 2 — карбонатные породы; 3 — вулканогенные и осадочно-вулканогенные породы (порфириты и туфы среднего и основного состава, песчаники и т. д.). Породы мартайгинского гранитоидного комплекса: 4 — преимущественно гранодиориты с подчиненным развитием гранитов; 5 — тоналиты, кварцевые диориты, диориты (в том числе метасоматические); 6 — сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты и т. д.; 7 — линии тектонических нарушений.

I — Кожуховский массив; II — Центральнинский массив; III — Соболинский массив; IV — шток горы Ломатой

девонских туфоконгломератах и лавобрекчиях, налегающих на размытую поверхность интрузивных пород в 1 км к северу от устья р. Кожух (фиг. 2).

Кожуховский массив имеет ясно выраженное зональное строение с увеличивающейся к периферии основностью пород. До исследований Т. М. Дембо [4] эта особенность строения трактовалась как результат последовательного внедрения дифференцированного расплава. Наши исследования привели к выводу, в общем довольно близким к точке зрения Т. М. Дембо. Почти все породы Кожуховского массива несут отчетливые признаки их образования в результате магматического замещения боковых пород. В центральной его части развиты гранодиориты и граниты. Последние слагают как бы ядерную часть массива, ближе к периферии сменяясь гранодиоритами, которые в эндоконтактовой зоне, в свою очередь сменяются постепенно тоналитами и кварцевыми диоритами. Эти породы связаны с постепенными переходами с измененными вмещающими порфиритами, их туфами и туфогенными песчаниками, превращенными в метасоматические диориты. При прослеживании изменений от центральной части массива к периферии видно, что параллельно увеличению основности пород в них возрастает и количество реликтов измененных вмещающих пород. В гранитах они почти не встречаются. Особенно много реликтов боковых пород в тоналитах и кварцевых диоритах. Следует попу-

но оговориться, что для реликтов боковых пород, представляющих многочисленные включения в тоналитах и гранодиоритах, мы сознательно избегаем термина «ксенолиты», так как он предполагает обычно включения боковых пород, перемещенные в той или иной степени магматическим расплавом. Для включений в описываемых

породах более применим термин «скиалиты» («скиа» — тень), предложенный Г. Гудспидом (Goodspeed, [34]) для неподвижных, неподвиженных реликтовых включений в тех гранитоидах, которые образовались на месте. Правда, Гудспид считает последние образованными метаморфическим путем, а не путем кристаллизации из магматического расплава.

Тоналиты и кварцевые диориты и постепенно переходящие в них экзоконтактовые метасоматические диориты слагают довольно широкий (до 2 км и выше), иногда прерывистый, с неровными заливистыми границами краевой пояс массива и принимались прежними исследователями за породы ранней фазы интрузии. Проявление структур, типичных для гибридных пород, было замечено А. Р. Ананьевым [2] в диоритах, но объяснены они были метаморфизирующим воздействием на более ранние диориты более поздних кислых порций магмы. За ксенолиты метаморфизованных основных пород ранней фазы А. Р. Ананьев принимал реликты измененных порфиритов, туфопесчаников, сланцев и других боковых пород.

Метасоматические диориты представляют собой экзоконтактовые породы, образовавшиеся путем метасоматоза ороговикованных вмещающих пород: туфогенных песчаников, андезитовых, реже диабазовых порфиритов, их туфов, отчасти сланцев. Изменения в связи с метасоматозом испытали и древние габбро, два мелких (несколько десятков метров) реликтовых тела которых расположены по р. Кожух между реками Богутуул и Малые Илы.

Вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения мундыбашской свиты среднего кембрия, в которых залегает Кожуховский плутон, представлены здесь главным образом туфогенными песчаниками, сланцами, а также порфиритами и туфами среднего состава. Лишь к юго-востоку от массива вмещающие его породы представлены почти исключительно одними эффузивами среднего, иногда основного состава. Большая же часть массива размещена в толще, где большое развитие имеют туфогенные песчаники. Наблюдавшиеся нами эндоконтактовые породы связаны именно с этой толщей. Из-за невыдержанности ее состава и слабой обнаженности не имеется возможности проследить всю последовательность превращений для каждой породы. Поэтому после характеристики некоторых основных разновидностей неизменных пород приводится сразу общее описание роговиков.

Неизменные песчаники, сланцы, конгломераты обычно рассланцованы и несут следы зеленокаменного изменения. В песчаниках и туфоконгломератах обломочный материал составляет иногда до 60% общего объема пород и представлен обломками эпидотизированных тонкозернистых туфов, андезитовых порфиритов, туфопесчаников, хлоритизированных и карбонатизированных андезитовых и диабазовых порфиритов, иногда дацитовых порфиритов. В мелких обломках представлен кварц, оксидированный плагиоклаз и темный, почти непрозрачный измененный цветной минерал. Иногда цветной минерал представляет псевдопорфозы актинолита по пироксену. Цемент неоднородный, обычно с существенным содержанием хлорита и эпидота, иногда также карбоната. Микротекстуры пород сланцеватые. В туфах андезитовых порфиритов около 40% объема породы сложено то обломочными, то довольно правильными зернами сосюритизированного, а местами и карбонатизированного плагиоклаза. Остальная масса представлена тонкообломочным материалом того же плагиоклаза и рудным минералом, сцементированными стекловатой массой, в которой различаются микролиты плагиоклаза, хлорит, лейкоксен. Встречаются псевдоморфозы по цветным минералам, представленные хлоритом, хлоритом и эпидотом, кальциом, кальцитом и хлоритом (иногда также рудным). По форме псевдо-

морфоз видно, что замещался пироксен. Местами присутствуют псевдо морфозы хлорита по амфиболу.

Роговики. Наиболее удаленные от массива метаморфизованные вмещающие породы представлены роговикованными песчаниками, порфиритами и их туфами и роговиками, состав которых определялся составом исходных пород и среди которых можно выделить (как это сделано для всей гранодиоритовой интрузии Т. М. Дембо) обычные роговики и роговики, отличающиеся унаследованными сланцеватыми текстурами исходных пород, или контактовые сланцы. Преобладают последние. Они имеют состав амфибол-плагиоклазовых, реже пироксен-плагиоклазовых и биотит-кварц-плагиоклазовых роговиков. Ниже приводится описание роговиков, образованных по туфогенным песчаникам, туфоконгломератам и туфам. Эти роговики, или, точнее, контактовые сланцы, имеют плагиоклаз-амфиболовый состав и являются преобладающими в контактовом ореоле массива. Размер зерен в них колеблется от 0,001—0,002 до 0,005—0,02 мм. Минеральный состав: амфибол и плагиоклаз (главные минералы), кварц, магнетит и биотит (второстепенные). Из акцессорных минералов встречается апатит. Довольно развиты, часто в прожилках, хлорит, серицит, эпидот, кальцит и т. д. Содержания плагиоклаза и амфибола несколько варьируют. Плагиоклаз обычно преобладает. Чаще всего он сильно изменен. Местами намечается двойниковое строение зерен. Состав непостоянен, в описываемых разностях обычно соответствует андезину № 30—40. Амфибол представлен обычной для экзоконтактовых образований массива разностью с большим углом оптических осей $2V$ около -80° .

Микротекстура роговиков часто сланцеватая или грубопараллельная: в связи с унаследованием реликтов текстуры исходных пород, переходящая в такситовую благодаря наличию неправильных скопления зерен амфибола. Микроструктура нематогранобластовая, местами пойкилобластовая. В разностях, переходных к метасоматическим диоритам наблюдаются укрупнение зерен амфибола и появление пойкилобластовых структур с образованием неправильных амебовидных зерен амфибола прихотливых очертаний.

Ширина зоны метаморфизованных вмещающих пород колеблется в пределах нескольких сотен метров, достигая нескольких километров. При приближении к контактам массива роговики преобразуются: в них появляются вытянутые участки, размером от нескольких сантиметров до нескольких метров, имеющие очертания неправильных пятен, линз и т. д., сложенные породами типа тонкозернистых амфиболитов.

Еще ближе к контактам почти все роговики переходят в амфиболиты, среди которых обнаруживаются неправильные, часто вытянутые пятна микродиоритов, очень сходных по внешнему облику и составу с магматическими микродиоритами, но имеющих, как показывает микроскопическое изучение, структуру амфиболитов — нематогранобластовую, переходящую в пойкилобластовую. Сложены микродиориты главным образом плагиоклазом и амфиболом, обычно отличаясь от роговиков более высоким (около 40%) содержанием амфибола. Макроскопические переходы между микродиоритами и роговиками обычно постепенные, но иногда достаточно резкие. Вообще же четкой линии контакта между ними нигде нет. Очень часто «микродиориты» обнаруживают гнейсовидное сложение, что, например, можно хорошо видеть по р. Палатной Удачной в районе с. Кожух. Километрах в двух ниже устья р. Богутуюю на правом берегу р. Кожух, вскрывается зона аналогичных экзоконтактовых пород. Реликты амфиболитизированных и биотитизированных роговиков, имеющих полосчатую текстуру, образуют здесь в микродиоритах темные прерывистые полосы и вытянутые угловатые «ксенолиты» шириной от 0,5 до 1,5—2 см. Местами породы имеют текстуру типа те

стур эруптивных брекчий. Одна и та же плоскостная ориентировка цветных минералов в роговиках и микродиоритах обуславливает гнейсовидную текстуру. Азимут направления гнейсовидности — 45° СВ. В роговиках такая текстура является унаследованной от текстуры исходных туфогенных песчаников. Под микроскопом роговики обнаруживают реликты слоистого сложения и обломочного строения.

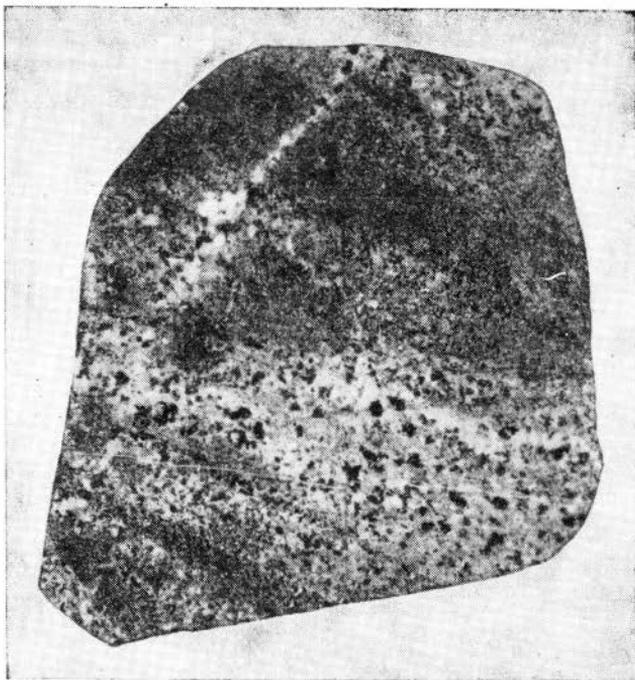
Метасоматические диориты. Еще ближе к эндоконтактам в метасоматических микродиоритах, сменяющих роговики, в виде неправильных с расплывчатыми границами, часто вытянутых согласно гнейсовидности участков развиваются в свою очередь мелкозернистые, а затем и среднезернистые метасоматические диориты. Обычно, это — гнейсовидные, неравномернозернистые меланократовые породы, внешне очень сходные с магматическими диоритами и сложенные главным образом амфиболом (40—50%) и плагиоклазом, иногда с небольшим количеством кварца и биотита. Из аксессуарных присутствует апатит, нередко образующий скопления удлиненно-призматических зерен, и магнетит. Весьма характерно обилие вторичных низкотемпературных минералов: серицита, эпидота, хлорита, а иногда кальцита и пренита, изредка также альбита. Амфибол часто образует здесь порфиробласты или целые более крупнозернистые шпирообразные обособления. Кое-где встречаются грубозернистые разности типа горнблендитов. Взаимопереходы с микродиоритами обычно постепенные, но иногда наблюдаются и резкие контакты. Размер зерен в метасоматических диоритах достигает 1,5—2 мм и больше. Под микроскопом видно, что плагиоклаз представлен то менее, то более правильными короткопризматическими, приближающимися к таблитчатым зернами непостоянного размера и присутствует в бластических агрегатах зерен. Плагиоклаз обладает слабым зональным угасанием, нередко сдвойникован и часто сильно замутнен благодаря присутствию продуктов изменений и пузырьков газовой-жидких включений. Обычно он имеет состав андезина № 30—31, иногда более основной (№ 45—46).

Амфибол образует отдельные, изредка сдвойникованные, неправильные по форме, с лапчатыми контурами зерна, часто соединяющиеся в сростки и агрегаты зерен. Нередко группы зерен, расположенных по соседству, обнаруживают одинаковую оптическую ориентировку. Кроме того, часто встречаются крупные пойкилобласты с включениями зернышек плагиоклаза и того же амфибола. Крупные зерна амфибола обычно обнаруживают неоднородное строение и гаснут не вполне одновременно (пятнисто-блочное угасание). Встречаются иногда даже слабо-зональные крупные зерна. По оптическим свойствам амфибол аналогичен той, весьма густоокрашенной разности, которая представлена в микродиоритах. Замеры констант показали непостоянство их величин, а следовательно, и состава. Угол $2V$ равен обычно $-84-88^\circ$, иногда $-72-75^\circ$; угол угасания $c : Ng$ обычно равен $13-14^\circ$. Таким образом, амфибол относится к высокожелезистым, а местами и к слабо «подщелоченным» разностям. Замеры для зональных зерен показали, что в центральной части их углы: $2V = -88^\circ$, $c : Ng = 14^\circ$, в краевой — $2V = -74-75^\circ$, $c : Ng = 16-18^\circ$, что свидетельствует об увеличении щелочности в процессе кристаллизации. Форма выделения амфибола (пойкилобласты, пятнисто-блочное строение и т. д.) достаточно ясно свидетельствует об явлениях собирательной перекристаллизации.

Для описываемых пород характерны такситовые микротекстуры и гетеробластовые, нематогранобластовые, гранобластовые и пойкилобластовые структуры, свидетельствующие о большой роли собирательной перекристаллизации при образовании пород. Плагиоклаз и амфибол то образуют тонкозернистые роговикового типа, часто переходящие в мономинеральные скопления бластические агрегаты, то представлены в срав-

нительно крупных зерна (до 1 мм), содержащих многочисленны
включения мелких. Не только амфибол, но и крупные зерна плагиоклаза
часто имеют неоднородное строение, что совершенно ясно свидетель-
ствует об образовании их путем перекристаллизации из агрегатов мел-
ких зерен. Разложенные реликты последних иногда особенно хорошо
видны в краевых частях более крупных зерен.

При переходе к кварцевым диоритам и тоналитам метасоматические
диориты приобретают большей частью средне-, реже мелкозернистую



Фиг. 3. Прожилки тоналитового состава в метасомати-
ческом диорите (в 1,5 натур. вел.). Кожуховский массив

структуру. Микродиориты же образуют в них лишь прерывистые по-
лосы, линзы и неправильные прихотливых очертаний пятна. Нередко
сохраняются кое-где и реликты роговиков. Вблизи контакта с кварце-
выми диоритами и тоналитами мелко- и среднезернистые метасоматиче-
ские диориты изобилуют прожилками и жилами лейкократового магма-
тического материала, чаще всего тоналитового состава. Ширина их
варьирует от долей сантиметра до 10 см. Направление жил и прожилко-
местами очень невыдержано, но часто большая часть их согласна с на-
правлением общей полосчатости и гнейсовидности и имеет вид освет-
ленных прослоев, так что метасоматические диориты приобретают ха-
рактерные грубополосчатые текстуры (фиг. 3). Содержание отдельны
минералов, так же как и зернистость, в них сильно варьирует. Contac
ты прожилков обычно постепенные, но иногда довольно резкие. Вбли
зи прожилков метасоматические диориты часто биотитизированы
Тоналиты в прожилках содержат отчетливо видимые реликты боковы
пород, часто замещенные амфиболом. Встречаются также своеобразны
прожилки, вернее, жилы, «дифференцированные» по составу, предст
ленные то почти одним плагиоклазом, то почти одним кварцем, то
(в линзовидных раздувах) пегматоидными сростаниями кварца и пол
вого шпата.

Под микроскопом видно, что вблизи прожилков метасоматические диориты изменяются с образованием разностей, переходных к магматическим диоритам. Появляются участки со структурами магматического типа. С развитием их тесно связано появление многозонального плагиоклаза и целых «полей» кварца (до 25%). Содержание амфибола в этом случае падает. Помимо зонально угасающего плагиоклаза, появляется плагиоклаз, имеющий четкие полисинтетические двойники и отчетливое зональное строение, часто с двумя-тремя ясными зонами и хорошо очерченным, часто разложенным ядром. Состав краевых зон плагиоклаза или отвечает составу плагиоклаза в бластических агрегатах или является иногда более кислым. Чаще всего это андезин № 30—31. В некоторых крупных зернах с повторяющейся зональностью наблюдалось изменение состава от очень основного (№ 71) ядра до андезина № 31 в периферии. Кое-где в плагиоклазе наблюдаются оригинальные явления пятнистой микрizonaльности, что выражается в присутствии местами внутри краевых частей зерен очень мелких и тонких вытянутых по спайности сетчатых или червеобразных узких зоннок более основного состава, образующих сложный прихотливый узор. Часто видно, что это реликты «растворенной» более внутренней и более основной части зерна, имеющей с зонками одинаковую оптическую ориентировку. Местами можно видеть, что такая краевая свежая пятнистая зона представляет кайму обрастания, общую для нескольких сосюритизированных ядер.

Амфибол в этих породах характеризуется свойствами, описанными выше (пятнисто-блочное угасание, зональность, меняющиеся значения угла $2V$). Заметное развитие получают кварц и биотит. В рассмотренных выше метасоматических диоритах кварц присутствует в виде мелких неправильных зернышек или групп зерен в промежутках между зернами амфибола и плагиоклаза. Кое-где он в виде округлых каплевидных гранофиropодобных вростков как бы прорастает амфибол. Примечательно то, что такой кварц очень часто приурочен к наиболее крупнозернистым участкам. В переходных к магматическим диоритам разностях, кроме групп одинаково ориентированных каплевидных вростков, кварц часто представлен целыми группами зерен и «полями», замещающих все минералы. Характерно также высокое содержание биотита, метасоматически развивающегося по амфиболу и плагиоклазу. Кварц или замещает (корродирует) все минералы, или же образует ксеноморфные по отношению к плагиоклазу зерна.

Такие обособленные участки с идиоморфным плагиоклазом и с кварцем имеют гипидиоморфнозернистые структуры обычного магматического облика. Плагиоклаз в них или многозонален, или имеет постепенное зональное угасание, не отличаясь в последнем случае по составу от плагиоклаза бластических агрегатов, но всегда идиоморфен. Подобные участки с магматическим плагиоклазом обычно развиваются в непосредственной близости к магматическим прожилкам. С приближением к ним при уменьшении количества амфибола наблюдается резкое увеличение содержания кварца (до 40—50%), разъединяющего бластические группы зерен плагиоклаза, и увеличение числа идиоморфных зерен плагиоклаза в кварце. Интересно, что такой магматический плагиоклаз очень свежий в отличие от плагиоклаза бластических агрегатов, который часто сильно изменен и замутнен.

На контактах с прожилками часто наблюдается высокое содержание биотита, метасоматически замещающего амфибол, а также плагиоклаз бластических агрегатах, — по стыкам зерен. Сохраняющиеся на контактах с прожилками среди полей новообразованного кварца бластические агрегаты зерен нередко имеют мономинеральный плагиоклазовый состав. Плагиоклаз в них очень часто замутнен. По мере постепенного

перехода в глубь прожилков еще более увеличивается размер полей кварца с разбросанными в нем идиоморфными зернами плагиоклаза. Размер реликтовых существенно плагиоклазовых бластических сростков при этом уменьшается. Уменьшается и количество приуроченного к ним биотита. Одновременно с этим форма зерен плагиоклаза бластических сростков все более приближается к идиоморфной. В центре прожилков биотит в таких сростках обычно отсутствует, а плагиоклаз в них отличается свежестью. При этом конечные грани его табличек, выходящих в поля кварца, приобретают уже отчетливое кристаллографическое оформление. По количественным соотношениям минералов (плагиоклаза — 40—50%, кварца 40—60%, биотита — 0—5%) и составу плагиоклаза материал, выполняющий описываемые магматические прожилки, более всего соответствует тоналиту. Состав магматического плагиоклаза в них в периферии зерен обычно отвечает № 31—28. Внутренние зоны крупных зерен иногда меняются по составу в довольно широких пределах — от № 55 до № 37—38. Свежие таблички плагиоклаза из реликтовых бластических агрегатов в последнем случае соответствовали № 43—44.

Все описанные явления свидетельствуют о том, что тоналиты прожилков образовались «на месте» при магматическом замещении метасоматических диоритов в условиях привноса щелочей (главным образом натрия) и кремнезема, а не путем обычного выполнения трещинных полостей магматическим материалом. Об этом свидетельствуют постепенные переходы в метасоматические диориты, состав прожилков и реликты в них метасоматических диоритов, прослеживаемое в этих реликтовых участках постепенное превращение метаморфического плагиоклаза в плагиоклаз магматический, неоднородность строения новообразованных пород, их ярко выраженные такситовые текстуры, обусловленные крайне неравномерным распределением в кварце плагиоклаза, неравномернозернистость и т. д.

Аналогичные изменения (только в большем масштабе) наблюдаются и при переходах от метасоматических диоритов к собственно тоналитам эндоконтактов. Наблюдаются те же мономинеральные агрегаты зерен плагиоклаза, то же увеличение степени идиоморфизма его зерен и т. д. Подобная же картина прослеживается здесь и для роговой обманки, которая при переходе к тоналитам все чаще появляется вместе с плагиоклазом в виде частично или полностью идиоморфных по отношению к кварцу зерен. Полосчатые метасоматические диориты постепенно переходят в такситовые гнейсовидные магматические кварцевые диориты и тоналиты, имеющие у контактов повышенные содержания амфибола, биотита и обилие переработанных в той или иной степени реликтов замещенных метасоматических диоритов.

Все метасоматические диориты Кожуховского массива обладают рассмотренными выше особенностями минерального состава и строения, отличаясь несущественными различиями в количественных соотношениях минералов и составе плагиоклаза. Такое сходство обусловлено прежде всего тем, что исходные вмещающие породы имели весьма близкий между собой состав, отвечающий большей частью примерно составу андезитовых порфиритов. Особенности преобразований роговиков в метасоматические, а затем в магматические диориты повторяются всюду одинаково. Так, например, метасоматические и связанные с ними магматические диориты, образовавшиеся по габбро (с реликтовым пироксеном, имеющим $c : Ng = 44^\circ$ и $2V = +54—55^\circ$), в общем аналогичны диоритам, образованным по туфогенным песчаникам или порфиритам.

Кварцевые диориты и тоналиты. Зона метасоматических диоритов постепенно сменяется зоной магматических кварцевых диоритов и тоналитов. Четко разделить в поле эндо- и экзоконтактные гибридные

разности часто не представляется возможным. Полосчатые или пятнистые такситовые метасоматические диориты, изобилующие осветленными «прослоями», становятся более лейкократовыми и обычно постепенно переходят сначала в более, затем в менее меланократовые магматические кварцевые диориты и тоналиты, содержащие большое количество реликтов замещенных метасоматических диоритов. Кое-где в тоналитах сохраняются даже довольно крупные выходы слабо измененных боковых пород — ороговикованных туфогенных песчаников, иногда пироксен-плагиоклазовых порфиритов и амфибол-плагиоклазовых роговиков. Тоналиты и кварцевые диориты представляют средне- или крупнозернистые гнейсовидные породы, часто довольно меланократовые, с крайне неравномерно распределенными цветными минералами, содержание которых сильно растет к контактам параллельно увеличению числа реликтовых включений боковых пород. Под микроскопом видно, что размер зерен меняется в довольно широких пределах — от десятых долей миллиметра до 3—4 мм. Количественные соотношения минералов весьма непостоянны, так же как и основность плагиоклаза. Заимствованные у А. Р. Ананьева [2] данные по многочисленным подсчетам для тоналитов показывают, что количество плагиоклаза в них колеблется от 46 до 69%, количество кварца — от 20 до 50%, роговой обманки — от 2 до 11%. Для тоналитов характерно весьма высокое содержание кварца при сравнительно основном (№ 30—40) плагиоклазе. Тоналитам и кварцевым диоритам свойственно, кроме того, обилие эпимагматических минералов: эпидота, хлорита, кальцита, иногда пренита и других. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, роговая обманка и биотит.

Плагиоклаз, нередко частично разложенный и переполненный пузырьками газовой жидких включений, образует различные, то лучше, то хуже оформленные короткотаблитчатые зерна, обычно двойникованные, часто собранные в группы и сростки. Характерна нормальная, иногда повторяющаяся или пятнистая (в ядрах) зональность. Встречаются концентрически-зональные зерна с несколькими ядрами. Состав обычно колеблется от № 38 в центре зерен до № 27 или № 23 в краях зерен.

Амфибол представлен роговой обманкой, плеохроирующей в зеленых тонах. Замеры углов угасания $c : Ng$ показали их колебания в пределах от 16 до 18—20°. Соответственно угол оптических осей $2V$ варьирует от -72 до -60° , что соответствует слегка щелочной и довольно железистой разности, весьма близкой по составу ($2V = -72^\circ$) уже описанной выше для метасоматических диоритов. В «ксенолитах» нередко встречается, кроме того, густоокрашенный амфибол с большим углом $2V$, описанный ранее для экзоконтактовых пород. Роговая обманка образует отдельные, иногда хорошо оформленные зерна, скопления, сростки.

Кварц образует обычно целые «поля». Форма зерен неправильная. Биотит, представленный обычной коричневой разностью, встречается в переменных количествах в виде неправильных различного размера листочков; часто хлоритизирован. В разностях, переходных к гранодиоритам, появляется и калиевый полевой шпат. Количество роговой обманки и биотита заметно увеличивается в случае присутствия реликтов боковых пород. Структурные взаимоотношения роговой обманки и плагиоклаза чаще всего свидетельствуют об их одновременной кристаллизации. Биотит замещает роговую обманку, а местами и плагиоклаз. Кварц по времени кристаллизации — самый поздний. Благодаря непостоянству структуры и крайне неравномерному распределению всех минералов, микротекстуры пород — хорошо выраженные такситовые.

Размер изобилующих в тоналитах и кварцевых диоритах реликтовых включений замещенных пород варьирует от долей сантиметра до нескольких метров. Форма включений овальная, сильно вытянутая, не-

правильная, часто очень характерная для обычных ксенолитов. Включения вытянутой формы ориентированы грубо параллельно друг другу. В некоторых случаях они напоминают прерывистые ленты. В целом та же ориентировку обнаруживает и роговая обманка, главным образом скопления ее, словно обтекающие. Иногда эти включения. Ориентировка роговой обманки во многих случаях явно повторяет направление слоистости или сланцеватости вмещающих пород в контактах. Степень изменения этих остатков боковых пород различна и неодинакова иногда даже в пределах одного штуфа. Наблюдавшиеся породы реликтовых включений представлены рогамикованными туфогенными песчаниками или пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, рогамиками, а также амфиболитами, аналогичными метасоматическим диоритам в экзоконтактах. Сильно гранитизированные реликтовые включения боковых пород имеют весьма расплывчатые границы и облик тонкозернистых тоналитов. Преобразование боковых пород во включениях, содержащихся в тоналитах, повторяет в миниатюре те превращения, которые наблюдаются в экзоконтактах.

Для рассматриваемого ниже в общем довольно типичного случая «ксенолит» размером в несколько сантиметров слагается биотит-пироксен-плагиоклазовой разностью рогамика с размером зерен от сотых до первых десятых долей миллиметра. Характерно весьма высокое содержание магнетита и апатита. Плагиоклаз очень свежий, часто полисинтетически сдвойнированный андезин, иногда образующий слегка зональные зерна (№ 30—29). Пироксен, плеохроирующий в зеленоватых тонах отличается высокими величинами углов в $2V$ и $c:Ng$ ($2V = +75—77^\circ$, $c:Ng = 51—54^\circ$), что отвечает авгиту с некоторой примесью эгириновой молекулы. Биотит, присутствующий в небольшом количестве и нередко обрастающий пироксен, представлен буро-коричневой разностью. Структура породы — обычная рогамиковая. С приближением к контакту с тоналитами в рогамике появляются отдельные участки, где плагиоклаз серицитизирован и содержит много газовой-жидких включений. Еще ближе к контакту весь плагиоклаз в рогамике серицитизирован и переполнен включениями, а пироксен обрастает роговой обманкой. Ширина роговообманковой каемки вокруг пироксена увеличивается по мере приближения к контакту. Этот амфиболитизированный рогамик с серицитизированным замутненным плагиоклазом далее становится постепенно несколько более крупнозернистым и переходит в амфиболит, содержащий кое-где внутри зерен амфибола реликты пироксена и отличающийся сильно замутненным, переполненным газовой-жидкими включениями плагиоклазом. У контакта с тоналитами в амфиболитах намечаются порфиробласты роговой обманки, вначале образующие лишь неправильные, одинаково оптически ориентированные, разведенные «клочковатые», затем более правильные зерна, с которыми ассоциирует крупнозернистый сфен.

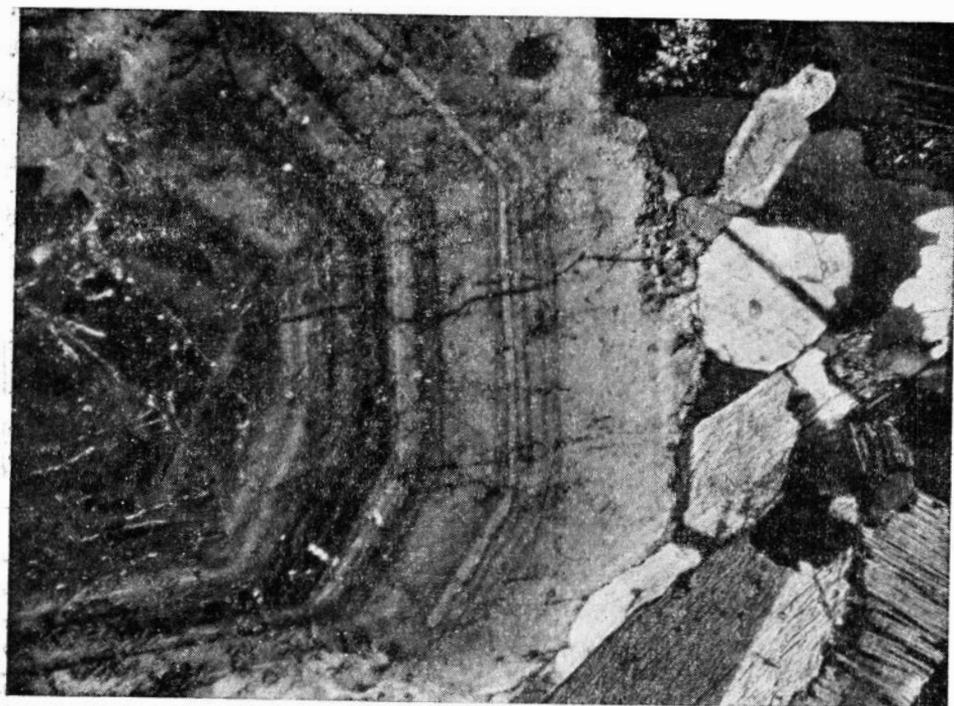
Немного ближе к контакту появляются также крупные зерна сдвойнированного плагиоклаза, в которых местами видны включения монокристаллических минеральных агрегатов плагиоклазовых зерен. Еще далее этот плагиоклаз замещается калишпатом, а местами и роговой обманкой. На контакте роговая обманка образует иногда скопления различных по размеру зерен. С ней ассоциирует сфен, иногда рудный минерал, апатит. При удалении от контакта во вмещающие «ксенолит» тоналиты скопления амфибола и акцессорных минералов, а также калишпата и биотита исчезают, увеличивается количество плагиоклаза, приобретающего обычный для тоналита облик (зональный с основностью от № 3 до № 23 в периферии зерен), и резко возрастает содержание кварца. В прожилках тоналита, пересекающих описываемый «ксенолит», наблюдаются реликты того же измененного рогамика в виде монокристаллических

ных скоплений зерен плагиоклаза № 32 с биотитом, развивающимся местами в виде лапчатых листочков между зернами плагиоклаза. Кварц тоналита корродирует этот реликтовый плагиоклаз.

Помимо измененных роговиков, среди которых резко преобладают амфиболовые разности, в тоналитах очень распространены реликты измененных боковых пород, аналогичных метасоматическим диоритам из экзоконтактов. Плагиоклаз в них то очень свежий, то серицитизированный и переполненный червеобразными пузырьками газовой-жидких включений, образует сдвойникованные, зональные, более или менее изометричные неправильные зерна с составом, варьирующим от № 38 и 36 в ядре до № 32 в периферии. Часты мономинеральные агрегаты зерен. Амфибл — обычный для описанных выше метасоматических диоритов ($c : Ng$ равен 14° , $2V$ колеблется от -83 до 72°), местами образует зональные зерна. Обычно наблюдаются неправильные порфири- и пойкилобласты амфибола с включениями зерен плагиоклаза. Биотит, присутствующий в отдельных участках, замещает амфибол. Кварц, почти всегда содержащий округлые пузырьки газовой-жидких включений, имеет обычно прихотливую амебовидную форму зерен, напоминающих гранофировые образования, гаснущих группами и как бы прорастающих породу ксенолитов. С периферии она как бы корродируется кварцем тоналитов, проникающим в зерна плагиоклаза в виде причудливых языков. В кварце при этом остаются неправильные реликтовые зерна плагиоклаза. Интересно, что продукты разложения, содержащиеся в замещенном плагиоклазе, сохраняются местами в кварце, как бы очерчивая или продолжая первоначальные контуры зерен, что ясно свидетельствует о метасоматическом характере такого замещения.

Реликты более полно замещенных боковых пород, уже не различаемые макроскопически, встречаются почти в каждом шлифе в виде мономинеральных плагиоклазовых или — реже — роговообманково-плагиоклазовых агрегатов, нередко имеющих бластическую структуру. Вдоль границ зерен в плагиоклазовых скоплениях обычно развивается биотит, замещая и плагиоклаз, и роговую обманку. Кварц тоналитов корродирует все эти минералы. Реликтами наиболее измененных ксенолитов часто являются небольшие сростки отчетливо идиоморфных зерен плагиоклаза. Результатом преобразования материала включений являются также, по-видимому, шширообразные скопления зерен роговой обманки с приуроченными к ним апатитом, сфеном и магнетитом. Такие збособления, вероятно, представляют результат переотложения материала прилежащих «ксенолитов» при выносе из них компонентов цветных минералов. В конечном итоге механизм и последовательность перекристаллизации реликтовых включений боковых пород в тоналитах являются своего рода копией процесса, приводящего к образованию тоналитов за счет вмещающих пород в экдоконтактах, и также свидетельствует о привносе кремнезема и щелочей.

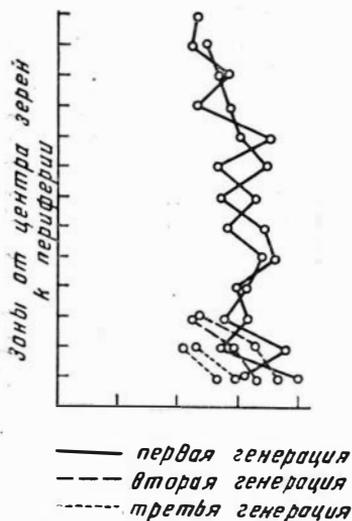
Гранодиориты. Ближе к центру массива тоналиты постепенно сменяются гранодиоритами. Гранодиориты имеют средне- и крупнозернистую структуру, гнейсовидное сложение и отличаются нередко довольно высокими (20—25%) переменными содержаниями биотита и роговой обманки, распределенными очень неравномерно и часто образующими неправильные и шширообразные скопления, которые представляют результат изменения реликтов замещенных боковых пород. Минеральный состав гранодиоритов: плагиоклаз (45—50%), роговая обманка (5—15%), биотит (1—5%), кварц (20—25%) и калиевый полевой шпат (15—30%). Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, циркон. К эпимагматическим минералам относятся хлорит, серицит, эпидот, кальцит.



Фиг. 4. Крупное зерно многозонального плагиоклаза в гранодиорите. Кожуховский массив.

Николи +, увел. 40

Плагиоклаз образует обычно идиоморфные короткопризматические зерна и представлен условно выделяемыми тремя генерациями, различающимися по размеру зерен и их общей основности. Плагиоклаз первой и второй генерации образует часто многозональные зерна. Особенно большое количество зон наблюдается в зернах плагиоклаза первой генерации (до 35 и более). Основность иногда сильно измененного ядра обычно не выше № 40, краевых частей — не ниже № 22—23. Нередко наблюдается повторяющаяся зональность с чередованием зон то более основного, то более кислого состава (фиг. 4). На фиг. 5 показаны примеры изменения составов плагиоклазов разных генераций для наиболее четких зон. Плагиоклаз третьей генерации нередко обнаруживает постепенное зональное угасание без достаточно четко выраженных зон.



Фиг. 5. График изменения состава зонального плагиоклаза для гранодиоритов. Кожуховский массив

Роговая обманка образует довольно правильные шестоватые зерна и сростки зерен и характеризуется непостоянством окраски, имеющей зеленые тона и приобретающей в краях зерен слабые голубоватые оттенки, что связано с большей щелочностью здесь роговой обманки. По константам это в общем те же разновидности, что и в тоналитах: угол погасания $c:Ng$ обычно равен 17° , угол оптических осей $2V$ равен $(-75) - (77)^\circ$ и $(-62) - (63)^\circ$, что соот-

ответствует еще более высокожелезистым и подщелоченным разностям, чем для тоналитов.

Биотит представлен обычной коричневой разностью и образует то более крупные, то более мелкие, обычно неправильные чешуйки.

Кварц чаще всего присутствует в виде неправильных зерен, кое-где частично приобретающих кристаллографические очертания. Интересно, что кварц всюду обнаруживает признаки катаклаза, обладая волнистым и характерным мозаичным угасанием, в то время, как другие минералы обычно почти не обнаруживают следов деформаций. Это, вероятно, является следствием позднего протоклаза кварца.

Калиевый полевой шпат, содержащийся в переменных количествах, образует неправильные зерна и представлен микроклином, обнаруживающим обычно довольно ясное решетчатое строение. Величины координат P_{001} , N_m равны $17-20^\circ$; угол оптических осей обычно варьирует в пределах $87-90^\circ$, что отвечает максимальному микроклину (Марфунин, 1962).

Из аксессуарных минералов наибольшим развитием пользуются сфен, апатит и особенно магнетит. Обращает внимание появление циркона, не встречающегося в тоналитах.

Гранодиориты характеризуются такситовыми микротекстурами, обусловленными непостоянством зернистости (от десятых и даже сотых долей миллиметра до $2-3$ мм) и крайне неравномерным распределением породообразующих минералов. В одних участках основную массу породы составляет плагиоклаз, образующий группы и сростки зерен, в других преобладает калиевый полевой шпат, в третьих большая часть объема слагается кварцем. Роговая обманка и биотит нередко образуют неправильные пятнистые или вытянутые шширообразные скопления зерен, к которым приурочены неравномерно рассеянные аксессуарные минералы.

Микроструктуры варьируют в пределах одного шлифа от гипидиоморфнозернистых и монзонитовых до бластических. Часто наблюдается реакционное замещение более ранних минералов более поздними: калишпат замещает роговую обманку и плагиоклаз с образованием в нем мирмекитов, кварц замещает биотит и т. д. Как уже указывалось выше, нередко намечаются три генерации плагиоклаза. Плагиоклаз первой генерации — наиболее основной, плагиоклаз третьей генерации — наиболее кислый. Обращающее на себя внимание ритмическое многозональное строение свойственно более раннему плагиоклазу, что свидетельствует о неустойчивости состава расплава.

Плагиоклаз двух первых генераций часто наблюдается в своеобразных сростках грубопараллельных зональных зерен, имеющих несколько общих зон. Иногда в таких зернах видны следы протоклаза с последующим залечиванием трещинок более кислым плагиоклазом внешних зон. Местами плагиоклаз краевой зоны резорбирует внутренние части соприкасающихся зерен плагиоклаза, развиваясь по стыкам зерен с образованием своеобразных «втечных» зон с реликтами в них правильной концентрической зональности замещенных зон. В некоторых случаях можно проследить, что плагиоклаз упоминаемой выше «третьей генерации» часто развивается в виде сростков зерен на месте замещенных ксенолитов.

Один и тот же состав краевых зон для всех генераций плагиоклаза и сростки зерен различных генераций с общими, иногда краевыми зонами свидетельствуют о том, что зерна ранних генераций начинали кристаллизоваться раньше поздних, заканчивалась же кристаллизация тех и других большей частью одновременно. Несомненно, что особенно крупные зерна плагиоклаза начинали кристаллизоваться раньше всех других минералов. Часто видна близость по времени образования ро-

вой обманки и плагиоклаза. Биотит кристаллизовался позже этих минералов. Калиевый полевой шпат и кварц кристаллизовались самыми последними, частично замещая при этом все минералы, особенно плагиоклаз. Калишпат как бы цементирует все ранее выделившиеся минералы. Он или заполняет промежутки между их зернами или образует довольно крупные (в несколько миллиметров) неправильные порфиробласты с включениями характерных корродированных (местами почти нацело уничтоженных) зерен плагиоклаза с мирмекитовым кварцем и с включениями частично корродированных зерен роговой обманки и биотита. Иногда калишпат образует просто узкие каемки вокруг зерен плагиоклаза. Кварц кое-где обнаруживает частичный идиоморфизм по отношению к калишпату, большей же частью замещает его, как и все прочие минералы. Там, где кварц и калиевый полевой шпат выполняют одни и те же промежутки между зернами плагиоклаза, видно, что кварц и калишпат одновременны.

Из реликтов боковых пород, встречающихся в гранодиоритах, распространены ксенолиты размером от 1—2 до 30—50 см, имеющие обычно овальную, часто неправильную, изредка угловатую форму. Более крупные из них (иногда до нескольких квадратных метров), встречающиеся в разностях, переходных к тоналитам, имеют обычно угловатую форму и сохраняют первоначальную порфировую или обломочную структуры и слоистую текстуру исходных пород или обладают составом и структурой роговиков. Более мелкие ксенолиты часто отвечают по составу амфиболитам, т. е. аналогичны метасоматическим диоритам, развитым в экзоконтактах массива. Иногда они содержат мелкие порфиробласты полевых шпатов. Самые мелкие реликтовые включения гранитизированы и не имеют определенных границ. Изобилующие в гранодиоритах шширообразные скопления цветных минералов также являются результатом неполного замещения вмещающих пород. Роговая обманка, биотит, удлиненные «ксенолиты» и «тени ксенолитов» нередко бывают ориентированы в одном и том же направлении. Иногда ксенолиты как бы обтекаются вытянутыми шширообразными скоплениями роговой обманки.

Наиболее широко распространенные в гранодиоритах реликты переработанных вмещающих пород чаще всего обнаруживают одну и ту же степень изменения. Это — породы, которые слагаются идиоморфными или с неровными краями, слегка вытянутыми зернами плагиоклаза и роговой обманки, как бы сцементированными или погруженными в крупные порфиробласты очень свежего микроклина. По минеральному составу порода ксенолитов в целом обычно отвечает сиенито-диориту. Плагиоклаз, роговая обманка и микроклин содержатся примерно в равных количествах. Плагиоклаз образует зонально угасающие (нередко пятнисто-зональные) зерна, состав которых меняется от № 33 или 30 в ядре до № 22—23 по периферии зерен и, как видно, очень близок составу плагиоклаза второй и третьей генераций в гранодиоритах. Местами, как и в последних, встречаются сростки зерен. Наблюдается тенденция к увеличению зерен плагиоклаза и роговой обманки по мере приближения к краям ксенолитов. Роговая обманка представлена наиболее «подщелоченной» разностью с углом погасания $c : Ng$, равным 17° , и углом оптических осей $2V$, равным $-62^\circ - 63^\circ$. Биотит аналогичен биотиту гранодиоритов и появляется обычно в большом количестве в краях реликтовых включений, где он местами почти нацело замещает роговую обманку. Порфиробласты микроклина, содержащие включения зерен всех минералов, обуславливают пойкилитовые и монзонитовые микроструктуры. Местами хорошо видно корродирование микроклином всех минералов, особенно плагиоклаза. Кое-где в микроклине сохраняются участки роговиковых агрегатов из очень мелких

зерен плагиоклаза и роговой обманки. В породе много крупных зерен сфена и довольно много магнетита. Изредка в микроклине попадает кварц, иногда ассоциирующий с биотитом.

Об одновременной кристаллизации плагиоклаза и роговой обманки можно судить по включениям точечных зернышек роговой обманки в плагиоклазе и плагиоклаза в роговой обманке. Позже кристаллизовались сначала биотит, затем микроклин. Контакт с гранодиоритами довольно постепенный. В ксенолите у контакта обычно появляется много биотита, местами также кварца, размер зерен плагиоклаза и роговой обманки увеличивается постепенно, и постепенно они сменяются более крупными зернами гранодиорита.

Интересно, что в гранодиорите у самого контакта с ксенолитами обычно совершенно отсутствует калишпат, что, на наш взгляд, должно свидетельствовать о привносе K_2O в ксенолит из кристаллизовавшегося гранодиорита, т. е. что подчеркивает метасоматическую природу этого калишпата.

Что касается плагиоклаза и роговой обманки, то кристаллизация их происходила главным образом, очевидно, из расплавленного (растворенного) материала ксенолитов. Преобразование их в гранодиоритах повторяет ряд превращений от роговиков до гранодиоритов и происходило в условиях интенсивного привноса кремнезема, натрия и особенно калия.

Кварцевые сиенито-диориты и кварцевые сиениты. В нижнем течении р. Кожух, выше устья р. Быстрой, обнажаются более щелочные породы, связанные с гранодиоритами переходными разностями, что отмечалось в свое время и А. Р. Ананьевым [2] и Н. Н. Дингельшtedтом [5]. Эти породы представлены главным образом кварцевыми сиенит-диоритами, сиенито-диоритами, а также кварцевыми сиенитами. В районе так называемого Красного камня сиенитовые разности пород интенсивно катаклазированы — вплоть до образования милонитов. Описываемые породы обнаруживают, на наш взгляд, в отличие от других пород некоторую пространственную связь с известняками, хотя последние нигде в непосредственное соприкосновение с массивом не вступают. Широкая полоса последних (см. фиг. 2) тянется к северо-востоку от массива в субмеридиональном направлении. Изолированные выходы тех же известняков, перекрытых более молодыми отложениями, располагаются к северо-западу от той части массива, где развиты сиенитоиды. Неподалеку от северной границы массива (пос. Смирновский) В. Н. Довгалем наблюдался пятнадцатиметровой мощности выход (тектонический клин) подробленных известняков в девонских лавобрекчиях и туфоконгломератах. Более того, в поле развития сиенито-диоритов, километрах в двух от юго-восточной границы массива, обнаружена полоса скарнов северо-западного простиранья, шириной в 20 и длиной в 330 м (П. А. Пономарев, 1956). В самих сиенито-диоритах и кварцевых сиенитах всюду содержится резко повышенное количество апатита, сфена и довольно часты прожилки вторичного кальцита. Все это заставляет предполагать связь между появлением пород повышенной щелочности и карбонатными вмещающими породами.

Наиболее распространенные разности отвечают кварцевым сиенито-диоритам. Они отличаются от гранодиоритов повышенным содержанием калишпата и цветных минералов и пониженным содержанием кварца. Количественные соотношения минералов в породах крайне изменчивы. Главные минералы: калиевый полевой шпат (15—40%), плагиоклаз (40—70%), роговая обманка (3—10%), биотит (до 10—15%) и кварц (10—15%). Аксессуарные минералы представлены рудным минералом (магнетитом?), апатитом, сфеном и цирконом. Из эпимагматических минералов широко развиты кальцит и хлорит.

Калиевый полевой шпат представлен обычной микроклиновой разностью. Величины $P_{001}N_m$ равны 10, 11, 15 и 20°. Угол оптических осей $2V = (-80) - (-84^\circ)$.

Плагиоклаз обычно отвечает в среднем олигоклаз-андезину № 26—27.

Роговая обманка, часто чуть ли не нацело замещаясь эпимагматическими минералами, характеризуется почти теми же константами, что и в гранодиоритах [$2V = (-60) - (-62^\circ)$].

Биотит аналогичен биотиту гранодиоритов.

Описываемые породы обычно отличаются от других пород массива высоким содержанием биотита и акцессорных минералов, особенно апатита, образующего крупные слабо удлиненные зерна, до 0,5 мм в поперечнике. Характерно также сравнительно высокое содержание эпимагматического кальцита. По характеру микротекстур и микроструктур данные породы близки гранодиоритам. Микротекстуры — ярко выраженные такситовые, гнейсовидности не наблюдается. Микроструктуры неравномернозернистые монцитонитовые, гипидиоморфнозернистые, участками бластические, часто реакционные (замещение плагиоклаза микроклином, роговой обманкой, биотитом и т. п.). Характерен отчетливый идиоморфизм микроклина по отношению к кварцу. В породах четко устанавливается последовательность образования минералов: плагиоклаз и роговая обманка, биотит, микроклин и кварц.

Граниты. При переходе к гранитам, слагающим центральное ядро Кожуховского плутона, гранодиориты становятся более лейкократовыми, количество кварца в них возрастает, а роговой обманки убывает. Это связано с уменьшением количества реликтовых включений замещенных пород. Размер таких включений в переходных к гранитам разностях обычно не превышает 1—2 см. Форма их округлая. Часто они напоминают шпирсы. В результате этих изменений гранодиориты совершенно постепенно переходят в гнейсовидные биотит-роговообманковые граниты, которые также постепенно сменяются затем мелкозернистыми и аплитовидными лейкократовыми биотитовыми гранитами. Гнейсовидное сложение в них отмечается лишь местами. Характерно неравномернозернистое строение и отсутствие «ксенолитов» вмещающих пород.

Граниты Кожуховского массива характеризуются сравнительно невысокой по сравнению с гранодиоритами основностью плагиоклаза высоким (25—35%) содержанием кварца, низким — цветных минералов и переменным, а местами совсем незначительным (10—15%) — калишпата, позволяющим нередко относить эти породы к разностям очень близким плагиогранитам. Характерно присутствие местами ортита. Обращает внимание своеобразие микроструктур, которые могли бы именоваться монцитонитовыми, если бы место микроклина не занимал кварц. Главные минералы: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит. Второстепенным минералом является роговая обманка. К акцессорным относятся рудный минерал (магнетит?), апатит, сфен, циркон, ортит. Эпимагматические минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом, мусковитом, реже кальцитом и пренитом.

Плагиоклаз зональный. Количество зон обычно не превышает десяти. Основность ядра не превышает в среднем № 40. Краевая часть зерен имеет состав олигоклаза № 21—23. Очень редко встречаются каемки альбит-олигоклаза (№ 12). Состав плагиоклаза варьирует несколько по-разному в зависимости от размера зерен. Как и в гранодиоритах можно наметить до трех «генераций» плагиоклаза, отличающихся разновременным началом кристаллизации. Для ранних характерен наиболее основной и многозональный плагиоклаз (иногда с изменением состава от № 37 до № 12), для поздней «генерации» — наиболее кислый со средней основностью, равной № 23—21. На фиг. 6 показан один из

примеров изменений основности по «генерациям» и по зонам (от ядра к периферии).

Кварц аналогичен кварцу гранодиоритов, отличаясь еще более ярко выраженным мозаичным угасанием в связи с катаклазом.

Калиевый полевой шпат представлен довольно свежим микроклином, очень редко ортоклазом ($P_{001}N_m$ равно $15-20^\circ$, изредка 2°). Нередко различается микроклиновое решетка. Замеры угла оптических осей дали величины: $82, 80, 76, 84^\circ$.

Биотит аналогичен биотиту гранодиоритов.

Роговая обманка в гранитах отвечает «подщелоченной» разности с углом $2V$, равным $(-54)-(-60)^\circ$.

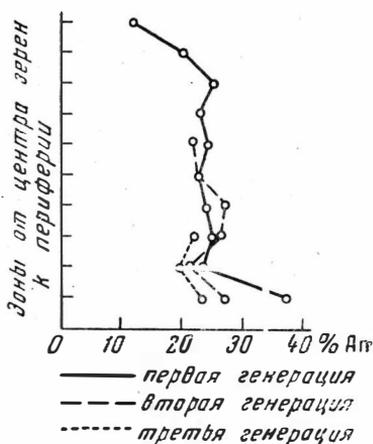
Как и в случае гранодиоритов, обращает внимание такситовый характер микротекстур, что выражается в крайне неравномерном распределении всех минералов и в крайне непостоянной зернистости. При этом отчетливый идиоморфизм короткопризматических зерен зонального плагиоклаза, как бы сцементированных всеми другими минералами, и катакластическая структура кварца придают облику пород очень своеобразный характер. В остальном граниты сходны с гранодиоритами: Для плагиоклаза кое-где также наблюдаются явления протоклаза с нарушением правильной концентрической зональности и с залечиванием плагиоклазом внешней зоны. Порядок кристаллизации минералов аналогичен тому, который наблюдается для гранодиоритов. При переходе от более крупнозернистых гранитов к лейкократовым аплитовидным разностям заметно увеличиваются количество кислого плагиоклаза и роль кварца. Количество же микроклина при этом иногда даже убывает, содержание биотита также постепенно падает.

Аплиты и аплитовидные граниты. К жильной серии массива принадлежат довольно немногочисленные жилы аплитов и аплитовидных гранитов, еще более немногочисленные кварц-полевошпатовые и пегматитовые жилы, дайки «второго этапа» неясного происхождения и очень редко встречающиеся кварцевые жилы.

Интересно, что состав аплитов и аплитовидных гранитов, как будет показано ниже, обычно обнаруживает явную связь с составом вмещающих их гранитсидов. Так, например, аплитовидные граниты, образующие жилы в сиенито-диоритовых, заметно обогащены микроклином, местами обеднены кварцем и содержат очень небольшое количество плагиоклаза. Жильные же граниты, залегающие в гранодиоритах, имеют повышенное содержание плагиоклаза и кое-где очень близки описанным выше гранитам.

Таким образом, данная группа пород завершает тот естественный ряд гибридных магматических пород, который начинается с тоналитов и кварцевых диоритов.

Минеральный состав жильных гранитов и аплитов довольно выдержан, хотя количественные соотношения минералов сильно варьируют. Главные минералы: калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, биотит. Биотит аналогичен разности, содержащейся в гранодиоритах и гранитах. Акцессорные минералы: рудный, апатит, сфен, циркон. Из эпимагматических минералов развит хлорит.



Фиг. 6. График изменения состава зонального плагиоклаза для гранитов. Кожуховский массив.

Плагиоклаз представлен обычно альбит-олигоклазом № 13. Очень часто он обнаруживает слабое зональное угасание. Местами плагиоклаз альбитизирован (№ 6—7).

Калиевый полевой шпат отвечает микроклину с углом оптических осей, равным $(-82) - (-85)^\circ$ ($P_{(001)} N_m = 15^\circ$). Местами довольно отчетливо видно тонкорешетчатое строение. Иногда заметны тонкие жилки пертитов замещения, сопровождаемые кое-где узкими оторочками из табличек альбита вокруг зерен микроклина.

В описываемых породах нередко можно видеть уже неоднократно упоминавшиеся выше явления замещения калишпатом плагиоклаза. Помимо частых реакционных соотношений между плагиоклазом и микроклином, отчетливо видна более поздняя или одновременная с ними кристаллизация кварца. О последнем свидетельствует и частое развитие участков с микрографическими прорастаниями кварца и микроклина.

Связь состава жильных гранитов с составом вмещающих гибридных пород, сходство структурных особенностей тех и других и более кислый гранитный состав аплитовидных гранитов указывают на очевидное образование их из остаточных расплавов, более богатых калием и наиболее приближающихся к эвтектическим. Состав гибридных расплавов в эндоконтактах в общем близок составу вмещающих толщ, в которых преобладали породы среднего состава.

Геологические особенности массива — его зональное строение, состав и текстуры пород, постепенные переходы между ними, многочисленные реликты замещенных боковых пород, содержание которых резко увеличивается к периферии плутона, развитие в экзоконтактах метасоматических диоритов (амфиболитов), тесно связанных взаимопереходами с эндоконтактовыми разностями пород массива свидетельствуют об образовании его путем магматического замещения боковых пород с предварительным метасоматическим изменением их.

Постепенные переходы, связывающие все рассмотренные группы пород в один непрерывный ряд гибридных образований, и особенности изменений их минерального состава и микроструктур позволяют наметить схему процесса формирования массива. Начало всех изменений было положено с ороговикования и последующей амфиболитизации тех пород, среди которых сейчас размещен Кожуховский массив. Амфиболитизация захватила все ороговикованные породы независимо от их первичного состава, о чем свидетельствует амфиболитизация пироксенсодержащих роговиков, габбро и т. д., т. е. явления магнезиально-железистого метасоматоза, на который часто параллельно накладывался и натровый метасоматоз (метасоматическое подкисление плагиоклаза). Ясно, что поскольку состав вмещающих пород большей частью был близок к среднему, роль магнезиально-железистого метасоматоза могла быть во многих случаях действительно сравнительно небольшой. Следует добавить, что именно деятельности притекавших метаморфизирующих растворов и обязано весьма характерное замутнение плагиоклаза в измененных роговиках, а затем и в амфиболитах, нередко обилие пузырьков газовой-жидких включений в плагиоклазе (а местами и в кварце) и «очищение» плагиоклаза при переходе к гибридным дисритам.

Вслед за амфиболитизацией и частичным натровым метасоматозом происходили явления собирательной перекристаллизации амфиболитизированных пород с образованием все более крупнозернистых разностей амфиболитов. Следует заметить, что сходные явления были отмечены Ю. А. Кузнецовым (проявление метаморфической дифференциации — [18]), Т. Г. Павловой (1963) и др. Однако в нашем случае явления собирательной перекристаллизации в экзоконтактах сопровождалис

гасоматозом, о чем отчетливо свидетельствуют изменения в амфибитах по мере перехода их в магматические гибридные диориты (амбол с общим большим содержанием MgO и FeO , подщелоченный амбол, постепенное подкисление плагиоклаза, биотитизация, появление гасоматического кварца). С усилением явлений собирательной перекристаллизации и перераспределения вещества в условиях метасоматоза изано появление участков, в которых затем возникал магматический расплав (появление магматического плагиоклаза в мономинеральных плагиоклазовых агрегатах, переход к магматического типа прожилкам и т. п.). Всюду имело место максимальное сближение по составу и структурам между наиболее метасоматически подготовленными исходными породами и возникавшими за счет них гибридными магматическими диоритами, т. е. то непрерывное перерастание метасоматоза в плавление (магмообразование — [20]), как это рассмотрено Д. С. Корнским [14] и Ю. А. Кузнецовым [21]. Из особенностей состава и строения эндоконтактовых пород следует, что они возникали на месте мест последовательного расплавления (растворения) амфиболитов. и этом при образовании расплава раньше всех происходило выплавление плагиоклазовой составляющей, что в свое время было отмечено М. Дембо [4]. Однако предшествующий расплавлению процесс метасоматической подготовки боковых пород этим автором отмечен не п. Т. М. Дембо считал, что диоритизация происходила без какой-либо существенного привноса вещества, кроме летучих компонентов лавинным образом, вероятно, пары воды с тем или иным количеством оксидов и фосфорной кислоты» [4]).

Сходный описанному путь превращений от роговиков и амфиболитов до гибридных пород проходили и реликтовые включения измененных боковых пород в тоналитах, кварцевых диоритах и т. д. Таким образом, весь ряд пород магматического типа, начиная от кварцевых диоритов и тоналитов и кончая гранитами, состоит из разностей, гибридного происхождения которых несомненно. Помимо обилия ксенолитов, характерно реакционное развитие минералов в породах с одним тем же выдержанным порядком кристаллизации. Выше уже говорили о фактах, которые позволяют предполагать в жильных гранитах атки гибридных расплавов. Примечательно, что именно в жильных гранитах ярко проявилась эвтектичность кварц-полевошпатового остатка.

Порядок кристаллизации минералов в гибридных породах свидетельствует о последовательном появлении расплава от более основного, близкого к диоритам, до лейкократового, близкого аляскитовому эвтектическому, от более неравновесных условий (плагиоклаз с повторяющейся зональностью и т. д.) к более равновесным. По мере такого изменения в сторону все более лейкократового состава происходит увеличение общей щелочности, что нашло выражение в увеличении содержания биотита и калишпата в смене более основного плагиоклаза более кислым, наконец, в увеличении щелочности амфибола.

В общих чертах химизм всего процесса сводится к следующему. Магмообразование происходило в условиях постоянного привноса щелочей и кремнезема. Привносу их в боковые породы предшествовал рос в последние магния, железа, отчасти, может быть, кальция. В результате перерастания метасоматоза в плавление происходило образование магматического расплава неоднородного состава. Магматическое образование с образованием кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов и т. д. протекало при непрерывном притоке кремнезема и щелочей при увеличивающейся гомогенизации расплава. Результатом наконец полной гомогенизации явился расплав, из которого впоследствии кристаллизовались жильные граниты.

Утверждение Т. М. Дембо [4] о том, что гранодиориты и грани кристаллизовались только из ювенильной магмы, на материалах Кожуховского массива не оправдывается. Более того, и породы жильной серии не обнаруживают здесь признаков «ювенильного» происхождения.

Другие массивы гранитоидов, принадлежащие описываемой группе (Дудетский, Центральнинский и др.), характеризуются в целом теми же особенностями, которые были рассмотрены выше на примере Кожуховского массива, т. е. сложены гибридными породами и имеют концентрически-зональное строение с переходами от метаморфизованных вмещающих пород к гранодиоритам и гранитам, которые так несут следы переработки реликтов боковых пород и не являются производными ювенильной магмы. Для контактово-метаморфизованных пород вмещающих толщ, среди которых неизученными остались известняки, выделяются те же две группы образований: роговики и контактовые сланцы, переходящие ближе к контактам в метасоматические диориты.

Отличительной особенностью массивов является довольно частое присутствие реликтов древнего габбрового комплекса, более полное в районе Берикюля. Эти габброиды, как и другие боковые породы, претерпели в связи с формированием гранитоидов существенные преобразования. Для упоминаемых ниже массивов еще более отчетливо, чем для Кожуховского, намечается определенная связь состава гибридных пород с составом вмещающих толщ, а именно — развитие пород повышенной щелочности (типа кварцевых сиенито-диоритов и т. д.) там, где породами «рамы» являются известняки (северо-восточная часть Центральнинского массива, Соболинский массив, Натальевские штоки, см. фиг. 2).

Специфика состава данной группы пород послужила в свое время основанием для отнесения ее к самостоятельной более молодой интрузии, которая, например, была выделена для Центральнинского массива (Булынников, 1942; Ананьев, 1943; Зенкова, 1947). Северо-восточное ответвление этого массива сложено гибридными породами с повышенной против обычной для мартайгинских гранитоидов щелочностью. В то время эти породы по минеральному составу и особенностям строения полностью аналогичны гранодиоритам, развитым в центральной части массива, и связаны с ними постепенными переходами (р. Полуденный Кундат). Строение северо-восточной части массива осложняется присутствием в ней кое-где реликтов измененных древних габбро (левое режье р. Северный Кундат — в 3—4 км к юго-западу от хр. Ала-Тау правобережье р. Большой Кундат — в 4—5 км к юго-западу от Главного Кундата). Аналогичные габброиды, являющиеся представителями древнего комплекса, развитого в районе Берикюля, слагают также значительную часть Соболинского массива в верховьях ключей Казанки и Малого и Большого Игнатовского и массива горы Лохматой (р. Кундат), где габбро изменены в связи с формированием гранитоидов и превращены в конечном итоге в гибридные породы типа монцонитов. Подобными исследователями (Ананьев, 1943 и др.) габбро Соболинского массива включались в состав додевонского (мартайгинского) комплекса.

Для преобразованных вмещающих пород Центральнинского, Уссурийского и других массивов выявляется тот же ряд переходов от роговиков до весьма крупнозернистых интрузивноподобных метасоматических пород диоритового состава, сходных с теми, которые рассмотрены выше. Наблюдаются те же явления собирательной пере-

таллизации в условиях метасоматоза и та же последовательность реакционного замещения минералов в контактовых породах (пироксен, амфибол, биотит, микроклин, кварц). Для этих пород также очень характерен упоминающийся выше для Кожуховского массива ильно железистый, иногда зональный амфибол с большим углом оптических осей равным $(-80) - (-86)^\circ$ и углом погасания, равным $5 - 16^\circ$, в наиболее метаморфизованных породах сменяющийся амфиболом, обладающим меньшим углом оптических осей $(-74) - (-76)^\circ$ и углом погасания равным $13 - 16^\circ$.

Гибридные породы Центрального, Соболинского, Усть-Кундатского массивов и массива горы Лохматой характеризуются пестрым составом и представлены главным образом гранодиоритами, тоналами, кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенито-диоритами. Характерны сильно варьирующие количественные соотношения минералов: лагноклаза, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки, иотита.

Плагноклаз, как и в породах, слагающих Кожуховский массив, неостоянен по составу. Обычно он характеризуется концентрически зональным строением. Многозональное строение плагноклаза — вообще очень характерная особенность гибридных пород мартайгинского комплекса и является, очевидно, следствием многократных изменений в составе магматического расплава и многократных нарушений равновесия в системе кристалл — расплав. Для плагноклаза рассматриваемых массивов, как и для Кожуховского плутона, местами наблюдается ритмическая зональность, иногда с очень большим (до 30—40) числом зон. В целом основность в таких зернах обычно меняется от № 30—33 в ядре до № 22—23 или № 16 и № 13—14 в краях. Нередко раевая зона зерен представлена альбитом. В некоторых разностях породы, сохраняющих реликты «переработанных» габбро, основность дра повышена до № 45. Кое-где наблюдалось обычное для магматических плагноклазов корродирование и замещение центральной части зерен плагноклазом внешних зон. Как правило, более мелкие зерна имеют меньшее количество зон. Особое внимание обращают на себя довольно часто встречающиеся, например в гранодиоритах и кварцевых сиенито-диоритах, своеобразные закономерные сростания строго ориентированных в одном направлении зональных табличек плагноклаза (фиг. 7), имеющих каждая по четыре-пять зон и обычно объединенных несколькими общими наружными зонами. Интересно, что в таких сростаниях можно проследить переходы к целым крупным плагноклазовым зональным зернам с реликтами нескольких, расположенных параллельными рядами, довольно ясно очерченных мелких ядер. Это свидетельствует о том, что явления собирательной перекристаллизации продолжались и в условиях расплава. Незакономерное распределение в породах магматического плагноклаза, то с меньшим, то с большим количеством зон, местами ритмически зонального, местами с постепенным зональным угасанием, то более рано, то поздно начавшего кристаллизоваться, указывает на большую неоднородность возникающего расплава.

Калиевый полевой шпат представлен обычно микроклином то с более, то с менее отчетливо проявляющейся решеткой. Величины угловых расстояний $P_{001}N_m$ колеблются в очень широких пределах, так же, как и величины угла $2V$ (от -65 до $-75 - 80^\circ$). Последний указывает на принадлежность калишпатов к «промежуточным микроклимам» (Марфунин, 1962). Кое-где встречаются пертиты замещения.

Роговая обманка характеризуется уже отмеченным выше непостоянством интенсивности окраски (местами пятнистой) и непостоянством оптических свойств. Окраска меняется иногда в пределах

одного зерна от буровато-зеленой ($2V = -75^\circ$, $c : Ng = 16-17^\circ$) до довольно густо-зеленой со слегка голубоватым (особенно в краях зерен) оттенком ($2V = -65^\circ$, $c : Ng = 14-15^\circ$), что свидетельствует о слабо щелочном ее составе. В некоторых разностях более щелочных пород величина угла оптических осей падает до $(-58) - (62)^\circ$ (шток горы



Фиг. 7. Параллельные срастания табличек зонального плагиоклаза в гранодиорите Центральный массив.

Николи +, увел. 40

Лохматой, Усть-Кундатский массив и др.), указывая на большую щелочность состава роговой обманки. Встречались отчетливо зональные зерна, в которых $2V$ меняется от -79° в центре до -62° в краях зерен.

Биотит, представленный коричневой разностью, аналогичной биотиту Кожуховского массива, тоже характеризуется иногда пятнистостью окраски. Замеры для биотита Центрального массива показали величины n_m , равные $1,637 \pm 0,002$, $1,638 \pm 0,002$, $1,646 - 1,647 \pm 0,002$.

Из аксессуарных минералов обычно наиболее распространен магнетит и апатит, а в сиенито-диоритовых разностях наблюдаются повышенные содержания апатита и сфена. Циркон встречается довольно редко.

Как видно, особенности минерального состава гранитоидов характеризуемых массивов те же, что и для пород Кожуховского массива.

Характер микроструктур в породах также аналогичен уже описанному для Кожуховского массива. И для них характерны большая неравномерность, хорошо выраженный идиоморфизм плагиоклаза, монотонные и гипидиоморфнозернистые структуры, реакционные последовательные замещения минералов, бластическое строение участков, представляющих реликты замещенных пород и т. д. Так же, как

в породах Кожуховского массива, повторяется один порядок кристаллизации минералов с наиболее поздним микроклином и кварцем, асто выполняющими как бы роль цемента по отношению к другим минералам.

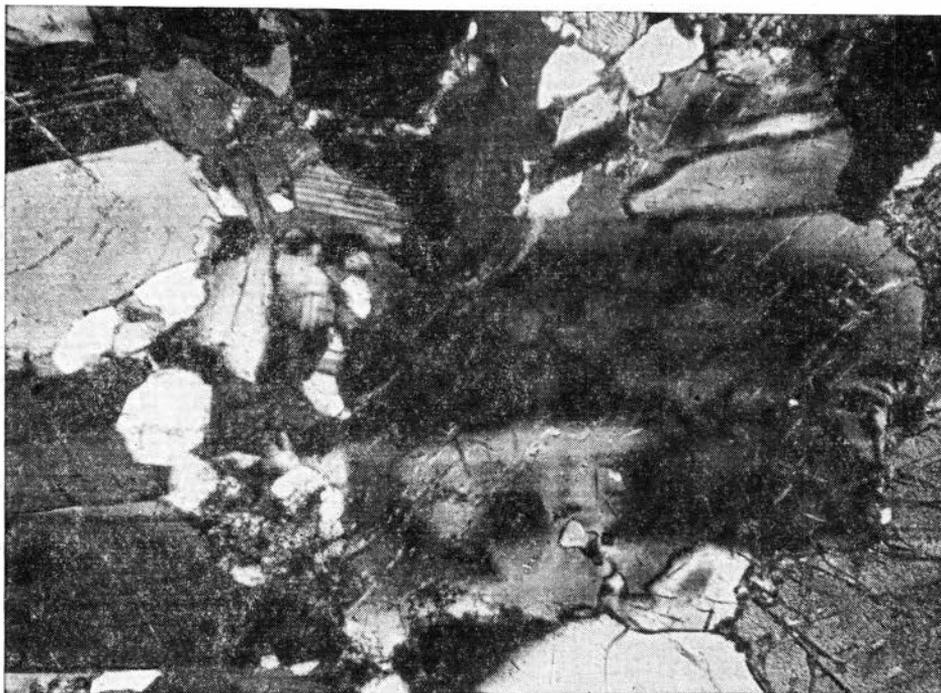
В некоторых более щелочных разностях пород с хорошо развитыми порфиробластами микроклина иногда видно, что кристаллизация его растягивалась на довольно длительное время. В более щелочных разностях местами проявилась альбитизация. Микротекстуры пород ярко выраженные такситовые и часто (в зависимости от слоистости или сланцеватости вмещающих пород) гнейсовидные. Микрокопически гнейсовидность иногда не улавливается. Всюду обнаруживаемые в породах массивов реликты измененных в той или иной степени «ксенолитов» замещенных пород несут следы тех преобразований, которые были описаны выше: зональное угасание плагиоклаза в амфиболитах и роговиках, признаки собирательной перекристаллизации плагиоклаза и амфибола, биотитизация, микроклинизация, признаки выплавления плагиоклаза, иногда роговой обманки (кристаллографическое оформление их на контактах, очищение плагиоклаза в контактах и т. п.). Гранодиориты вблизи измененных ксенолитов, содержащихся в них, всюду меняют состав на тоналитовый.

Очень любопытны наблюдавшиеся кое-где в ксенолитах, включенных в гранодиоритах, переходы от обычных роговиков со слегка начекающейся трахитоидностью к более крупнозернистым своеобразным рахитоидным породам. По составу они аналогичны обычным для ксенолитов» амфиболитам, а по субпараллельной ориентировке вынутых лейст зонально погасающего плагиоклаза и роговой обманки (аналогичной роговой обманке гранодиоритов) очень похожи на основную массу эффузивов, что заставляет предполагать происходившее в таких участках полное переплавление материала реликтовых включений с появлением расплава диоритового состава. Подобные ксенолиты наблюдались нами также в тоналитах Кожуховского массива. Интересно, что в контакте гранодиоритов с описываемыми ксенолитами были встречены упоминавшиеся выше многоядерные зональные зерна плагиоклаза. Переход от трахитоидной породы к такому гранодиориту постепенный. Напрашивается вывод об образовании закономерных субпараллельных сростков плагиоклаза на месте ксенолитов.

Большой интерес представляет характер преобразования древних габброидов (Центральнинский, Соболинский массивы горы Лохмарь). Примечательной особенностью этих измененных в связи с формированием мартайгинских гранитоидов габбро является свежесть их плагиоклаза. Метасоматическое изменение плагиоклаза габбро в отличие от обычной его деанортитизации носило очень своеобразный характер: плагиоклаз становился более кислым, сохраняя при этом всю видимую свежесть. Первые признаки такого метасоматического окисления замечаются по появлению в краях зерен участков, в которых двойниковые полосы совсем исчезают (как бы размываются), плагиоклаз приобретает слабозональное угасание, становясь более кислым к краям зерна. Нередко таблицы такого частично подкисленного плагиоклаза обнаруживают следы деформации, что особенно хорошо прослеживается по изгибанию двойниковых полосок.

Местами в таких зернах вдоль узких локализованных зон развиваются обычные роговиковые агрегаты новообразованного плагиоклаза, роговой обманки и иногда кварца. Чаще же всего, зерна плагиоклаза, утратившие следы двойникового строения, оставаясь целыми, приобретают бластические очертания и неоднородное строение, и при повороте столика микроскопа кажутся распадающимися на ряд

неправильных участков — блоков, каждый из которых имеет постепенное концентрически зональное угасание и характеризуется уменьшением основности к краям блока. При этом по форме блоков можно заметить, что такой пятнисто-зональный плагиоклаз образуется в результате залечивания предварительно подробленных зерен (фиг. 8) метасоматическим путем. Следует добавить, что в самих габбро по распределению прожилков биотита нередко подчеркиваются зонк



Фиг. 8. Метасоматически-измененный пятнисто-зональный плагиоклаз в измененном габбро. Центральный массив.

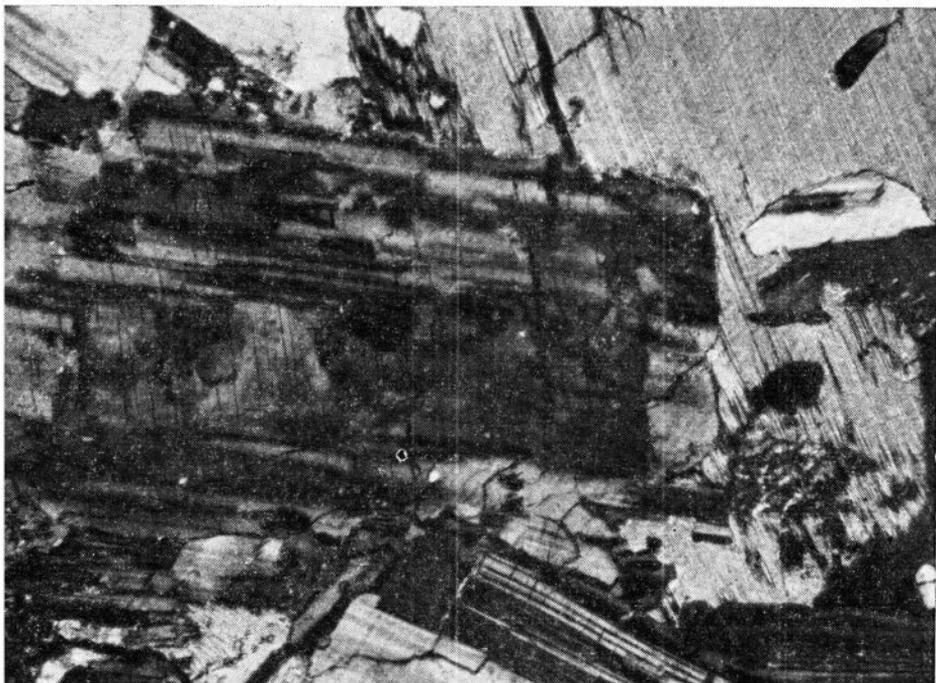
Николи +, увел. 40

трещиноватости. Частично подкисленный реликтовый плагиоклаз по составу меняется от № 45—46 до № 34—36 или № 29—30. Центральная часть зерен местами сохраняет состав лабрадора № 53. Новообразованный плагиоклаз в роговиковых агрегатах соответствует № 30—32. Следует добавить, что кое-где признаки пятнистой зональности замечаются и для реликтового пироксена. Последний всюду ассоциирует с замещающими его роговой обманкой и биотитом. По оптическим свойствам он отвечает титан-авгиту с углом $2V$, равным $(+53) — (+55)$ и $c:Ng$, равным $43—44^\circ$.

Местами центральная часть зерен пятнисто-зонального плагиоклаза получает еще более своеобразную пятнистость, когда зоны (каждая с концентрически зональным угасанием) имеют причудливую форму языков и заливов, часто вытянутых в соответствии с направлением трещин спайности, что свидетельствует о метасоматическом замещении вдоль последних (фиг. 9). Такие зерна приобретают в крайнюю степень обычный уже для магматического плагиоклаза ряд зон более кислого состава. В гибридных разностях пород с магматическим типом структур подобный плагиоклаз очень типичен. Центральная часть зерен имеет описанное выше пятнисто-зональное строение, а кра

я состоит из ряда правильных концентрических зон с последовательно уменьшающейся основностью до № 26. Число таких правильных четких зон обычно пять-шесть, изредка (в случае ритмической нальности) достигая 30—40. Кое-где можно видеть корродированность внутренних частей зерен плагиоклазом внешней зоны.

Итак, становится очевидным двухэтапное изменение первичного агиоклаза с превращением его на месте в более кислые разновидности.



г. 9. Пятнисто-зональный плагиоклаз в гибридном сиенито-диорите. Соболинский массив.

Николи +, увел. 40

начале это было метасоматическое поокисление в твердом состоянии выносом анортитовой составляющей и с образованием пятнисто-зонального плагиоклаза. В дальнейшем при магматическом замещении пород метасоматически измененный плагиоклаз частично переходил в расплав и реагировал с ним, наращивая ряд правильных концентрических зон. Мелкие зерна новообразованного плагиоклаза обычным нормальным зональным угасанием кристаллизовались уже прямо из расплава.

Особенности строения всех рассмотренных выше массивов свидетельствуют о том, что по условиям формирования они не укладываются в рамки категории тех плутонов, которые описаны в литературе как примеры массивов, образовавшихся в результате процессов ассимиляции боковых пород интродуцировавшей магмой. Отсутствие всюду закалки в гранитоидах на контактах, унаследованность текстур исходных пород (гнейсовидность), отсутствие всюду признаков ювельного расплава, появление более щелочных фаций гранитоидов в карбонатных толщах, своеобразие метасоматической проработки боковых пород — все это заставляет предполагать инфильтрационный характер магматического замещения (по Д. С. Коржинскому [15]; и

Таблица 1

Химические составы пород Мартайгинского комплекса (вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	56,10	67,62	49,27	71,65	52,89	66,90	69,64	71,15	57,28	59,90	65,08	62,38	61,17	59,70	61,19	65,55	67,41	58,87	56,79	59,06	63,65
TiO ₂	1,10	0,30	0,74	Следы	0,84	0,30	0,41	0,27	0,82	0,65	0,35	0,22	0,53	0,50	0,48	0,57	0,46	0,82	1,20	0,82	0,53
Al ₂ O ₃	16,74	15,65	16,92	10,87	15,55	16,35	13,98	12,52	15,33	16,46	14,94	16,18	16,37	12,27	14,75	16,07	15,26	21,96	19,37	19,99	17,96
Fe ₂ O ₃	3,12	1,93	2,47	7,25	3,71	2,40	1,20	1,30	2,84	2,98	2,05	4,88	3,56	5,30	2,89	1,79	1,33	2,14	3,76	2,34	2,50
FeO	5,16	2,75	6,77	1,02	8,25	1,20	3,20	3,83	4,45	1,95	4,09	3,22	3,45	5,65	3,52	2,77	2,58	3,35	4,23	3,38	1,96
MnO	0,16	0,08	0,17	0,07	0,18	Нет	0,10	0,06	0,10	0,32	0,06	0,04	0,08	0,10	0,10	0,06	0,06	0,11	0,05	0,08	0,07
MgO	3,87	1,67	4,17	0,50	4,84	0,78	1,08	0,61	3,55	1,45	1,74	1,73	1,56	1,88	2,15	1,49	1,15	1,49	2,65	2,00	1,33
CaO	6,60	2,92	9,42	3,11	7,58	3,77	2,19	2,63	5,08	3,84	3,33	0,93	1,64	4,40	2,89	4,18	3,54	5,52	5,39	5,52	4,68
Na ₂ O	4,25	4,27	3,4	2,67	2,70	5,51	4,36	3,82	4,18	6,39	2,08	4,62	4,36	3,97	3,48	5,05	4,58	3,87	3,47	3,81	3,84
K ₂ O	1,37	1,39	1,4	1,12	0,66	1,42	3,00	2,58	3,61	2,04	4,02	4,04	4,65	2,55	4,55	1,63	2,17	1,63	1,36	1,68	1,97
H ₂ O	0,20	0,35	0,34	0,28	0,07	0,42	0,10	0,13	0,11	0,63	0,15	0,15	0,34	0,25	0,30	0,10	0,12	0,32	0,51	0,28	0,18
P ₂ O ₅	0,18	0,08	0,23	—	0,11	0,13	0,09	0,08	0,027	0,17	0,15	—	0,23	0,19	0,18	0,18	0,09	—	—	—	0,03
П. п. п.	1,26	1,07	2,94	1,62	2,44	0,38	0,30	0,58	2,04	3,19	0,90	1,57	1,63	2,38	2,02	0,55	0,94	0,05	1,09	1,04	0,58
Сумма	100,11	100,08	98,47	100,16	99,82	99,26	99,65	99,56	99,41	99,97	98,86	99,96	99,57	99,4	98,5	99,98	99,68	100,13	99,87	100,00	99,28

Оксиды	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	72,86	68,24	72,22	60,94	67,74	53,86	53,56	68,59	69,29	58,67	59,72	56,38	53,72	67,78	56,92	64,73	67,68	69,75	70,48	72,45	73,83
TiO ₂	0,23	0,24	0,32	1,16	0,51	0,90	0,76	0,68	0,38	0,70	0,67	1,10	0,98	0,60	0,82	0,57	0,52	0,25	0,38	0,18	0,16
Al ₂ O ₃	14,87	15,93	13,53	14,80	13,88	16,61	20,34	13,08	14,08	17,71	17,74	15,73	18,44	14,87	16,56	15,30	15,08	14,61	14,22	13,86	13,33
Fe ₂ O ₃	0,34	2,67	0,73	3,22	2,08	2,30	8,60	7,74	0,95	1,42	2,56	4,63	2,09	1,05	2,20	0,88	1,43	0,85	0,61	—	0,56
FeO	1,15	0,54	1,86	4,37	2,44	7,07	—	—	3,24	5,54	3,67	6,72	7,51	3,37	4,54	3,88	2,80	2,18	2,41	1,76	1,69
MnO	0,04	0,05	0,28	0,10	0,05	0,10	0,15	0,14	0,06	0,06	0,08	0,13	0,12	0,06	0,09	0,06	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06
MgO	0,48	0,67	0,43	1,73	1,79	4,07	1,97	0,49	1,08	2,47	1,85	2,40	2,93	0,71	2,96	1,50	0,83	0,63	0,70	0,68	0,24
CaO	1,18	3,84	1,52	3,58	2,13	7,96	8,06	1,91	2,29	4,46	2,79	4,43	7,67	2,48	7,55	3,68	3,03	2,80	2,31	2,17	2,18
Na ₂ O	4,14	3,88	3,91	4,99	3,10	2,81	4,47	6,44	4,76	4,43	7,71	4,62	3,37	4,29	4,26	3,63	4,25	3,70	4,03	4,17	5,19
K ₂ O	3,78	2,25	4,04	2,77	4,94	1,87	1,20	0,66	2,90	2,24	1,21	1,36	1,79	3,74	3,15	3,79	2,64	3,33	4,31	3,27	3,58
H ₂ O	0,13	0,09	0,09	0,13	0,02	0,30	0,14	0,14	0,20	0,30	—	0,5	0,17	0,10	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,06	0,08	0,83	0,34	0,09	0,33	0,14	0,09	0,21	0,19	0,28	0,26	—	0,36	0,21	0,07	0,15	0,11	0,11	0,65
П. п. п.	0,70	0,78	0,50	1,15	0,63	0,70	0,24	—	0,20	1,35	—	—	1,40	0,75	0,13	0,86	0,37	1,60	0,38	1,50	0,30
Сумма	99,90	99,24	99,51	99,77	99,64	98,60	99,8	100,01	99,52	99,62	98,19	98,28	100,30	99,80	99,54	99,27	99,78	99,93	99,89	100,21	99,36

Примечание. 1—15—породы Кожуховского массива; 1,2—кварцевые диориты; 3—диорит; 4—тоналит; 5—кварцевый диорит; 6—плаггиогранит (по А. Р. Анашеву, 1950); 7—гранит; 8—гранит из гальки (по Л. В. Албину, 1932); 9—кварцевый сиенит-диорит; 10—то же (по А. Р. Анашеву, 1950); 11—то же (по Л. В. Албину и др., 1962); 12—сиенит (по Д. В. Никитину, 1940); 13—15—сиениты (по Л. В. Алабину и др., 1962); 16—17—гранодиориты Центрального массива; 18—19—породы Дудатского массива; 18—гранодиорит; 19—тоналит (по В. К. Моничу, 1938); 20—23—средние из нескольких анализов по Мартайге; 20, 21—гранодиориты; 22—гранит (по В. К. Моничу 1945).

Таблица 1 (окончание)

Петрохимические параметры (по А. Н. Заварцкому) для пород мартайгинского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>a</i>	11,5	11,2	10,2	7,4	7,2	14,3	13,7	11,9	14,6	17,5	10,5	15,7	16,5	12,5	14,7	13,4	13,2	11,1	9,9	11,2	11,6
<i>c</i>	5,6	3,5	7,0	3,5	7,2	3,9	2,3	2,3	3,1	2,6	4,1	1,1	2,0	2,0	2,8	4,0	3,6	6,9	6,8	6,9	5,8
<i>e</i>	17,0	9,4	22,1	8,3	22,5	5,0	6,1	6,6	16,0	9,6	10,3	13,3	10,7	16,7	10,6	7,8	6,3	13,0	15,5	11,6	7,9
<i>s</i>	65,8	75,8	60,6	80,8	63,1	76,8	77,9	79,3	66,3	70,4	75,1	69,8	70,7	68,8	71,9	74,8	76,9	69,0	67,8	70,2	74,7
<i>a'</i>	—	25,3	—	—	—	—	—	—	—	—	14,8	24,9	15,0	—	—	—	—	40,0	21,4	22,4	17,6
<i>f'</i>	46,0	45,2	42,1	86,7	51,6	58,9	66,4	71,4	42,5	50,4	56,2	53,5	60,2	60,4	57,2	54,0	57,8	40,2	48,6	47,3	53,0
<i>m'</i>	39,1	29,5	34,2	10,1	37,9	26,4	29,2	15,3	37,8	26,3	29,1	21,6	24,9	19,3	35,3	32,3	30,9	19,8	30,0	30,3	29,4
<i>c'</i>	14,9	—	23,7	3,1	10,5	14,7	4,4	13,3	19,7	23,2	—	—	—	20,3	7,5	13,7	11,2	—	—	—	—
<i>n</i>	82,5	82,4	78,7	78,4	86,1	85,5	68,8	69,2	63,8	82,6	44,0	63,5	58,8	70,3	53,8	82,5	76,2	78,3	79,5	77,5	74,8
<i>φ</i>	15,9	17,2	10,2	74,3	14,7	35,9	16,4	16,5	15,3	27,3	17,3	30,7	28,6	27,4	23,9	19,6	18,1	14,4	21,5	17,9	27,9
<i>τ</i>	1,4	0,3	1,1	—	1,2	0,3	0,4	0,3	1,1	0,8	0,4	0,3	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	1,0	1,6	1,0	0,6
<i>Q</i>	+2,9	+25,7	+6,2	+43,2	+4,7	+21,1	+26,1	+32,5	+0,51	+3,3	+25,0	+7,0	+6,4	+10,5	+11,7	+18,6	+23,8	+9,0	+8,9	+11,1	+20,3
<i>a:c</i>	2,0	3,2	1,4	2,1	1,0	3,7	5,8	5,3	4,7	6,8	2,6	14,1	8,2	6,2	5,2	3,3	3,7	1,6	1,5	1,6	2,0

	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
<i>a</i>	14,1	12,0	14,2	15,1	13,8	9,2	12,3	14,6	14,4	13,5	18,8	12,5	10,5	14,7	14,0	13,6	14,5	13,0	14,8	13,7	15,7
<i>c</i>	1,4	4,8	1,8	2,4	2,3	6,9	8,3	1,1	2,0	5,6	2,5	4,6	7,7	2,5	4,1	3,5	2,7	3,3	1,9	2,3	0,6
<i>e</i>	4,5	4,2	3,3	11,9	7,4	19,4	13,7	8,4	6,3	11,2	9,8	15,9	16,8	5,8	16,4	8,1	6,2	4,1	4,8	3,1	4,3
<i>s</i>	80,0	79,0	80,7	70,6	76,5	64,4	65,6	75,8	77,3	69,8	68,8	67,0	65,0	76,9	65,5	74,8	76,5	79,6	78,5	80,9	79,4
<i>a'</i>	52,2	4,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	30,3	68,4	78,0	58,9	55,5	47,0	58,5	77,4	60,9	60,6	58,9	67,7	56,5	71,0	38,4	56,1	63,1	70,9	58,5	54,0	46,7
<i>m'</i>	17,4	27,3	21,4	24,7	40,6	36,9	26,0	9,5	28,2	38,8	32,1	26,3	31,0	20,5	30,6	31,7	22,4	26,3	24,2	36,0	8,9
<i>c'</i>	—	—	0,7	16,4	3,9	16,1	15,5	13,0	10,8	0,7	9,0	6,0	12,5	8,5	31,0	12,2	14,5	2,8	17,3	10,0	44,4
<i>n</i>	62,5	72,4	59,5	73,2	48,8	69,5	85,0	93,7	71,4	75,0	90,6	83,8	74,1	63,5	57,3	59,2	63,9	62,8	58,7	65,9	58,8
<i>φ</i>	6,2	54,9	18,3	23,1	23,8	10,5	57,4	75,9	12,5	11,26	22,4	25,6	11,2	15,3	11,5	9,4	19,5	17,9	10,6	—	10,4
<i>τ</i>	0,2	0,3	0,3	1,4	0,6	1,2	1,0	0,7	0,4	0,9	0,8	1,4	1,3	0,7	1,1	0,7	0,6	0,3	0,4	0,18	0,16
<i>Q</i>	+30,5	+29,3	+31,3	+8,6	+23,1	+3,4	+1,8	+21,2	+23,8	+2,4	+2,5	+4,3	+1,2	+21,9	+1,0	+18,8	+21,4	+30,0	+25,6	+32,3	+26,8
<i>a:c</i>	10,2	2,5	7,9	6,2	6,1	1,3	1,5	12,7	7,0	1,6	7,4	2,7	1,4	5,4	3,4	3,8	5,3	3,9	7,7	6,0	26,9

В. А. Жарикову [8]) при отсутствии существенных перемещений образовавшейся на месте магмы. По условиям образования данный гранитоидный комплекс является типичным представителем формационного типа батолитовых гранитоидов пестрого состава (по Ю. А. Кузнецову [20, 21]).

Породы мартайгинского комплекса в связи с их разнообразием характеризуются довольно большими колебаниями химических составов (табл. 1). В целом мартайгинские гранитоиды относятся к группе пород, пересыщенных SiO_2 и богатых щелочами. В то же время (табл. 1) отмечаются ненормально высокие значения величин c и b . Это выражается в пересыщенности Al_2O_3 и в сравнительно меланократовом характере гранитоидов, что свойственно почти всем породам комплекса. На данные особенности в свое время обратил внимание Т. М. Дембо [4], который объяснял их тесной связью химизма гранитоидов с химизмом вмещающих пород. Такая связь действительно существует. В тех же случаях, когда гранитоиды вмещаются карбонатными породами, взаимосвязь проявляется в увеличении щелочности гранитоидов (см. фиг. 2), что, как уже говорилось выше, является характерным признаком инфильтрационного магматического замещения карбонатных пород. Вопрос об ассимиляции известняков остался неясным для Т. М. Дембо, который, ожидая в случае «поедания» известняков увеличения основности гранитоидов, предполагал «бесследное поглощение известняков магмой» [4].

Группа западных массивов района (Федотовский, Ургадатский, Ольгинско-Ампалыкский и др.) пространственно приурочена к иной, чем рассмотренные выше массивы, структурно-фациальной зоне и размещена в пределах западного внутригеосинклинального прогиба (см. фиг. 1). Из массивов данной группы в геологической литературе освещен лишь Ольгинско-Ампалыкский, или Ольгинский, массив, описанный Л. В. Алабиным [1] и В. Г. Корелем [13]. В. Г. Корель рассматривает данный массив как многофазную интрузию, каждая из трех фаз которой состоит, в свою очередь, из нескольких субфаз. Более простая и ближе отвечающая, на наш взгляд, действительности схема дана Л. В. Алабиным. Гранодиориты и связанные с ними разнообразные более основные гибридные породы он не разделяет на отдельные фазы, а объединяет в одну фазу и сопоставляет массив с Ургадатским, Федотовским, а также Центральным, Кожуховским и другими плутонами мартайгинского комплекса.

ФЕДОТОВСКИЙ МАССИВ

В западной части района лучше всего нами исследован Федотовский массив, занимающий бассейн рек Шалтырь-Кожух и Большой Кожух. Возрастное положение массива долгое время трактовалось по-разному. Т. М. Дембо, например, отнес его к девонской интрузии щелочных гранитов. В последнее время массив считается представителем додевонского, т. е. мартайгинского, комплекса. А. А. Зенковой (1947), Д. В. Никитиным [28] и другими исследователями отмечены рвущие массив интрузивные тела более молодых гранит- и сенилпорфиоров девонского возраста. Тела их действительно нередко встречаются в пределах массива, но размеры их, показанные на картах, часто сильно преувеличены.

Федотовский массив залегает в толще среднекембрийских порфириров основного и среднего состава. Вся площадь массива, по существу, представляет чередующиеся выходы измененных в различной

степени вмещающих пород кровли и инъецирующих их гранитов (это свидетельствует, что данный плутон лишь едва начал вскрываться). Значительную часть выходов пород в Федотовском массиве занимают мелократовые метасоматические диориты, переходящие в гибридные диориты. Они совершенно аналогичны таким же такситовым гибридным породам Кожуховского, Центральнинского и других массивов, отличаясь обычно отсутствием гнейсовидности, что связано в большинстве случаев с отсутствием сланцеватости во вмещающих породах. Здесь очень развиты текстуры типа эруптивных брекчий. Эти породы изобилуют массой пронизывающих их в различном направлении гранитных инъекций, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Породы инъекций обычно представлены аплитовидными или мелкозернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами и лишь в более мощных штокообразных телах доходят до более раскристаллизованных мелко-среднезернистых, редко среднезернистых гранитов. В краях инъекций, жил и других рвущих тел гранитов местами можно видеть более мелкозернистую зону закалки. В случае хорошо раскристаллизованных метасоматических диоритов переходы к гранитам постепенные. Сами граниты при этом изобилуют сильно измененными ксенолитами. От развитых в массиве метасоматических, местами весьма крупнозернистых диоритов, в свою очередь, всюду прослеживаются уже упоминавшиеся выше для других массивов переходы к ороговиконным вмещающим породам, во многих участках сохраняющих здесь реликты первоначального порфиристого строения порфиритов или их туфов. В двух пунктах (устья рек Исаковки и Михайловки, в 1,5 км ниже по р. Шалтырь-Кожух) наблюдались одиночные мелкие выходы сильно измененных древних габбро.

Наиболее сильно «переработанные» боковые породы часто имеют постепенные переходы в граниты с образованием промежуточных разностей диоритового и кварц-сиенито-диоритового составов. В этих случаях достаточно четкое разделение в поле метасоматических и магматических диоритов невозможно. Контакты инъекций, прорезающих мало измененные роговики, обычно четкие и резкие. Ксенолиты их в этих гранитах имеют угловатую форму. В северной контактовой зоне массива (р. Бобровка) множество инъекций лейкократовых мелкозернистых гранитов прорезает ороговиконные основные порфириты, сохраняющие часто реликты порфиристых вкрапленников. Наиболее маломощные инъекции обычно слагаются здесь наиболее тонкозернистыми аплитовидными гранитами. Вообще, как уже отмечалось выше, среднезернистые разности гранитов в пределах массива очень редки, что отличает его от такого массива, как, например, Кожуховский или Центральнинский. При всем большом сходстве с экзоконтактовыми гибридными породами этих массивов метасоматические, а также магматические диориты Федотовского массива имеют большей частью довольно мелкозернистое строение. Все эти факты (зоны закалки, более слабая раскристаллизация пород) свидетельствуют о том, что породы Федотовского массива формировались в несколько иных условиях и что среди гранитов массива преобладают интрузивные разности.

Интрузивную природу гранитов подтверждают и такие явления, как дробленность и перематость вмещающих пород в экзоконтактах, что наблюдалось, например, нами при пересечении северной окраины массива по р. Бобровке. При движении от центра массива по р. Бобровке видно, как метасоматические диориты становятся все более мелкозернистыми, а мощность гранитных инъекций уменьшается. Постепенно метасоматические диориты переходят в весьма слабо

ороговикованные порфириды, а количество инъекций при этом постепенно убывает. Наконец, в 2,5 км вверх от устья ключа Андреева можно наблюдать лишь выходы сильно перемятых и подробленных порфиритов, песчаников и сланцев, не несущих следов контактового воздействия, а еще через 200—300 м в перемятых сланцах — только единичные дайки мелкозернистых гранитов.

В ряде мест встречаются редкие, рвущие массив небольшие интрузивные тела (дайки, жилы, иногда небольшие штоки) северо-западного простирания, представленные гранито- и сиенит-порфирами, которые имеют характерную кирпично-розовую окраску и переходят в зонах закалки в микрограниты и микросиениты. Мощность жил — от нескольких сантиметров до нескольких метров, в штокообразных телах она достигает иногда первых сотен метров. Выходы этих пород наблюдались близ устья р. Гавриловки, по ручью Шалтырь-Кожух, у его устья, и в других местах. Описываемые породы — аналоги щелочных гранитов среднего или верхнего девона, слагающие на северо-востоке Тыштымский и Чебулинский (Алабин, 1962) массивы. К северу от Федотовского массива описываемые породы получают гораздо большее распространение. Часть их встречается в виде отдельных мелких самостоятельных тел, часть — в виде даек, рвущих штокообразные «сателлиты» Федотовского массива на севере (верховья речки Васильевки и др.).

Дайки и штоки девонских гранитов в свое время смешивали с описанными выше инъекциями гранитов, принадлежащих мартайгинскому комплексу.

На линии, соединяющей Федотовский массив с Ургадатским, в полосу, продолжающей Федотовский массив к северу, среди ороговикованных основных порфиритов и сланцев среднего кембрия залегает ряд тел (сателлитов), сложенных такими же гибридными породами, как и Федотовский массив, что позволяет говорить о северном продолжении массива в сторону Ургадатского плутона. Федотовский и Ургадатский массивы во многом сходны друг с другом, например по характеру экзоконтактовых образований. В то же время гибридные гранодиориты и другие породы Ургадатского массива имеют обычное для Кожуховского и других плутонов весьма крупнозернистое строение. Как и в Федотовском массиве, в пределах Ургадатского плутона встречаются кое-где реликты измененных древних габбро. Имеющиеся у нас данные говорят также о тесном сходстве Ургадатского массива с Ольгинско-Ампалыкским.

По минеральному составу и структурным особенностям гибридные породы Федотовского массива очень сходны с породами Кожуховского и Центральнинского плутонов. Сходны характер переходов от роговиков к метасоматическим диоритам (амфиболитам) и последовательность развития магматического типа структур (собирательная перекристаллизация, постепенное кристаллическое оформление все более идиоморфных зерен и т. д.). Наблюдаются сходные превращения ксенолитов в гранитах и гранодиоритах (очищение и оформление плагиоклаза, мономинеральные сростки плагиоклаза).

Для метасоматических диоритов характерен тот же амфибол с большим отрицательным углом оптических осей $[(-87) - (-88)^\circ; c : Ng = 15 - 17^\circ]$. Замечена такая же, как в Кожуховском и других массивах, близость состава плагиоклаза метасоматических и магматических диоритов (в среднем № 28—29). Роговая обманка в гранодиоритах, сиенито-диоритах и диоритах аналогична по составу слегка щелочной роговой обманке в гранитоидах Кожуховского массива $[2V = (-65) - (-69)^\circ]$ и часто имеет ту же характерную пятнистость в окраске. В гранитах роговая обманка, как правило, присутствует

лишь в контаминированных разностях. В неконтаминированных гранитах из цветных минералов представлен лишь биотит, а из полевых шпатов заметно преобладает калиевый полевой шпат. Как и для гранитоидов Центральнинского массива, калиевый полевой шпат (микроклин, иногда ортоклаз) характеризуется большими колебаниями величин (иногда сравнительно невысокого) угла $2V$: от -60 до -75° . В контаминированных гранитах, помимо обычного альбит-олигоклаза № 15—16, присутствует также зональный (с повторяющейся зональностью, плагиоклаз со средним составом № 27—30. Количество зон в последнем, однако, обычно не превышает 10—12. Краевая зона зерен плагиоклаза нередко имеет альбитовую кайму. Кроме этого, часто местами наблюдаются явления автометасоматической альбитизации (пертиты замещения и альбитизация плагиоклаза с исчезновением зонального строения). В неконтаминированных разностях гранитов преобладают обычные для нормальных гранитов гипидиоморфнозернистые структуры, реакционные же структуры замещения в них развиты очень слабо. В гибридных породах массива эти структуры вообще представлены гораздо менее широко, чем в Центральнинском и Кожуховском.

Обращает внимание близкое сходство федотовских гранитов, гранитов Кундатского «штока» (см. фиг. 1), расположенного несколькими километрами севернее Центральнинского массива, и додеонских гранитов восточной окраины района (Горячегорск). Все эти граниты, имея мелкозернистую структуру, довольно лейкократовый состав, относительно высокое содержание калишпата, очень низкое (обычно лишь в связи с присутствием ксенолитов) содержание роговой обманки и кислый (№ 13—16) плагиоклаз, очень близки к некоторым жильным разностям гранитов, наблюдавшихся, например, в Центральнинском плутоне. Перечисленные факты позволяют считать эти граниты образовавшимися в результате кристаллизации из перемещенных остаточных расплавов.

По химизму (см. табл. 1) гибридные гранодиориты Федотовского массива весьма близки гранодиоритам Кожуховского, Центральнинского и других массивов. Федотовские граниты нередко близки щелочным гранитам и обычно характеризуются более высоким, чем для Центральнинского, Дудетского и других плутонов, отношением K_2O/Na_2O . Для гибридных гранитоидов мартайгинского комплекса вообще очень часто наблюдается некоторое преобладание натрия над калием, хотя более высокие по сравнению с натрием содержания калия обычно встречаются в более щелочных разностях пород. Эта закономерность относится ко всем массивам мартайгинского комплекса. Исключение — неконтаминированные граниты инъекций Федотовского массива.

Для всех рассмотренных массивов устанавливается, таким образом, совершенно очевидное сходство. В то же время массивы, расположенные в западной части района (см. фиг. 1), обнаруживают свои специфические особенности. Они имеют меньшие размеры, более вытянутую в плане, иногда линейно-вытянутую, форму (Федотовский, Ольгинско-Ампалыкский). В отличие от таких плутонов, как Кожуховский и Центральнинский, для западных массивов зональное строение выражено гораздо менее ярко, а гнейсовидные текстуры, даже в случае сланцеватости или слонистости вмещающих пород, обычно отсутствуют. Все это свидетельствует о том, что гранитоидные плутоны, будучи приурочены к разным структурно-фациальным зонам, формировались в неодинаковых условиях. Как было показано, Федотовский, Ольгинско-Ампалыкский, Ургадатский и ряд других более мелких массивов располагаются в пределах длительно формировавшегося про-

гиба (см. фиг. 1), который отделен от восточной части района зоной глубинного Кузнецко-Алатауского разлома (Пинус и др., [30]; Алабин и др., 1962; Мусатов, Тарков [27]). В строении массивов, размещенных в пределах этого прогиба (подвижной зоны — по Ю. Д. Скобелеву [33]), главную роль играют, очевидно, интродуцированные гранитоиды.

Стратиграфическая и тектоническая позиции мартайгинского гранитоидного комплекса определяются тем, что породы его прорывают наиболее молодые геосинклинальные отложения района (верхи кембрия — низы ордовика) и перекрываются отложениями нижнего и среднего девона, относящимися уже к субплатформенным образованиям. Как указывалось Ю. А. Кузнецовым [19], формированием данного гранитоидного комплекса и была завершена стабилизация этой части геосинклинальной зоны. Формационными аналогами мартайгинских гранитоидов являются улень-туимский гранитоидный комплекс на восточном склоне Кузнецкого Алатау (Ю. А. Кузнецов [19, 20]; Сергеева [32]) и гибридные гранитоиды Тельбесского и других плутонов в Горной Шории. С последними особенно сходны западные массивы Мартайги, занимающие аналогичное структурно-тектоническое положение. Все три комплекса близки и в возрастном отношении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л. В. Алабин. Ольгинский интрузивный массив на северо-западе Кузнецкого Алатау.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1959, вып. 3.
2. А. Р. Ананьев. Кожуховский гранито-диоритовый массив в северо-западных отрогах Кузнецкого Алатау.— Ученые записки Томского гос. ун-та, 1950, № 14.
3. Е. И. Гореванов. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Алатау.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1934, вып. 1.
4. Т. М. Дембо. Явление анатексиса, гидридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., 1956, № 51.
5. Н. Н. Дингельштедт. Геологические исследования в бассейне р. Большой Кожух.— Труды ВГРО, 1933, вып. 249.
6. А. Н. Дистанова. О мартайгинском интрузивном комплексе.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во СО АН СССР, 1963.
7. А. Л. Додин. Кузнецкий Алатау и Горная Шория.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
8. В. А. Жариков. Реакционные явления при формировании скарново-рудных месторождений.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1960.
9. И. Т. Журавлева, Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский. Новые данные по стратиграфии нижнего кембрия Марининской тайги.— Докл. АН СССР, 1959, № 6.
10. А. Н. Заваридский. Петрография Бердяшского плутона.— Избранные труды т. II. Изд-во АН СССР, 1958.
11. А. А. Зенкова и Ю. П. Казакевич. К вопросу о возрасте монцитито-сиенитовой интрузии северо-западной части Кузнецкого Алатау.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1940, № 5.
12. В. С. Коптев-Дворников. Явления гибридации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана.— Труды ИГН АН СССР, 1953, вып. 148 (44).
13. В. Г. Корель, В. Н. Кузнецова. Петрологический очерк Ольгинско-Ампалькского интрузива (северная часть Кузнецкого Алатау).— Геол. и геофиз., 1961, № 2.
14. Д. С. Коржинский. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 2.
15. Д. С. Коржинский. Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
16. М. П. Кортусов. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Марининской тайги (Кузнецкий Алатау).— Материалы по минер., петрограф. и полезн. ископ. Зап. Сибири. Изд-во Томского гос. ун-та, 1962.
17. В. А. Кузнецов. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.— Материалы по геол. Зап. Сибири, 1940, № 10 (52).

18. Ю. А. Кузнецов. Происхождение магматических пород.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
19. Ю. А. Кузнецов. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
20. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
21. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. Госгеолтехиздат, 1964.
22. В. Н. Лодочников. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы.— Материалы общей и прикладной геологии, 1927.
23. В. К. Мониц. К петрологии района Беркульского рудника в Кузнецком Алатау.— Труды Томского гос. ун-та, 1938, 93.
24. В. К. Мониц. О составе некоторых магматических формаций Западной Сибири.— Вopr. геол. Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР, 1945.
25. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
26. Д. И. Мусатов. Стратиграфия кембрийских отложений восточного склона Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1961, № 2.
27. Д. И. Мусатов и А. П. Тарков. Тектоническое строение центральной части Саяно-Алтайской складчатой области.— Материалы по геологии Красноярского края, 1961, вып. 2.
28. Д. В. Никитин. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау.— Труды ЦНИГРИ, 1940 вып. 124.
29. Г. В. Пинус. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау.— Геол. и геофиз., 1958, вып. 1.
30. Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
31. Г. В. Пинус. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува).— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1961, вып. 6.
32. Е. С. Сергеева. О некоторых особенностях и происхождении Улень-Туимского гранитоидного комплекса.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во СО АН СССР, 1963.
33. Ю. Д. Скобелев. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау.— В сб. «Геологическое строение и петрология нефелиновых пород Кузнецкого Алатау». Госгеолтехиздат, 1963.
34. G. Goodspeed. Xenoliths and skialiths.— Amer. J. Sci., 1948, 246, № 8.

ЭФФУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

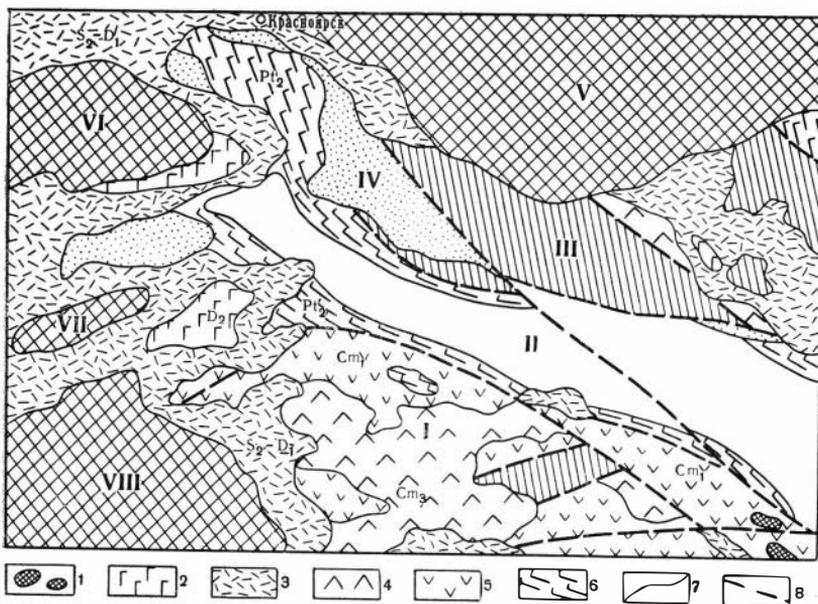
Западная часть Восточного Саяна, как область исключительно сложного геологического строения, характеризуется интенсивным проявлением эффузивного магматизма.

Вулканогенные толщи, находящиеся на разных стратиграфических уровнях, хорошо различаются по петрографическому составу, химизму, фазам состояния и условиям залегания. В районе известны верхнепротерозойские расланцованные и амфиболизированные основные эффузивы, нижнекембрийские зеленокаменные эффузивы спилито-альбитофирового ряда, верхнекембрийские диагенетизированные эффузивы преимущественно среднего состава, силуро-девонские кислые и субщелочные эффузивы, среднедевонские основные и щелочные эффузивы и, наконец, кайнозойские базальты. Все эти разновозрастные и различные по составу эффузивные образования пространственно разобщены и обнаруживают четкую взаимосвязь с определенными тектоническими структурами. Вместе с тем каждая из упомянутых эффузивно-вулканогенных толщ представляет собою конкретную, достаточно выдержанную по вещественному составу и металлоносности, парагенетическую ассоциацию эффузивных и туфогенных пород, проявляющуюся в определенных этапах тектонического развития мобильной зоны. В связи с этим для классификации эффузивных и пирокластических образований наиболее приемлем формационный принцип [6, 7].

Ранее все вулканогенные отложения региона описывались в составе той или иной свиты, однако при таком стратиграфическом подходе не уделялось должного внимания особенностям петрографического и петрохимического составов разновозрастных эффузивов, не проводилась также их сравнительная характеристика. Вследствие этого недостаточно четко фиксировались основные отличительные черты гетерогенных эффузивных толщ. Формационный анализ позволяет восполнить этот пробел и дает возможность более целенаправленно вести исследование вулканогенных образований.

В северо-западной части Восточного Саяна могут быть выделены следующие эффузивно-вулканогенные формации: диабазовая, спилито-альбитофировая, андезит-дацитовая, трахилипаритовая, трахибазальтовая и базальтовая.

Каждая из названных формаций характеризуется не только своеобразием петрографического состава, химизма и металлогении, но и занимает строго определенное положение в стратиграфическом разрезе, а также в региональной геологической структуре (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема пространственного размещения эффузивных формаций северо-западной части Восточного Саяна

Региональные структуры: I — Кизиро-Казырский синклиорий; II — Восточно-Саянский антиклинорий; III — Канская глыба; IV — Манский прогиб; V — Рыбинская впадина; VI — Северо-Минусинская впадина; VII — Сыдино-Ербинская впадина; VIII — Южно-Минусинская впадина.

Эффузивные формации: 1 — базальтовая; 2 — трахибазальтовая; 3 — трахипариговая; 4 — андезит-дацитовая; 5 — спилито-альбитофировая; 6 — диабазовая; 7 — геологические границы; 8 — дизъюнктивные нарушения

ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В составе этой формации объединены древнейшие (Pt_2) эффузивно-метаморфогенные толщи района, выступающие на крыльях и в замке Восточно-Саянского антиклинория в виде узких, выдержанных по протяжению полос [12]. Диабазовая формация представлена исключительно основными эффузивами: диабазами, диабазовыми и авгитовыми порфиритами, находящимися, как правило, в зеленокаменной фазе состояния (11). Эффузивы обычно рассланцованы и интенсивно изменены за счет процессов хлоритизации, эпидотизации и амфиболизации. Порою они превращены в типичные амфиболиты. В составе формации отмечаются также габбро-диабазы. Вулканогенные породы чередуются с метаяурическими (хлорит-серицитовыми, хлорит-эпидот-актинолитовыми др.) сланцами, местами полностью фациально замещаясь ими.

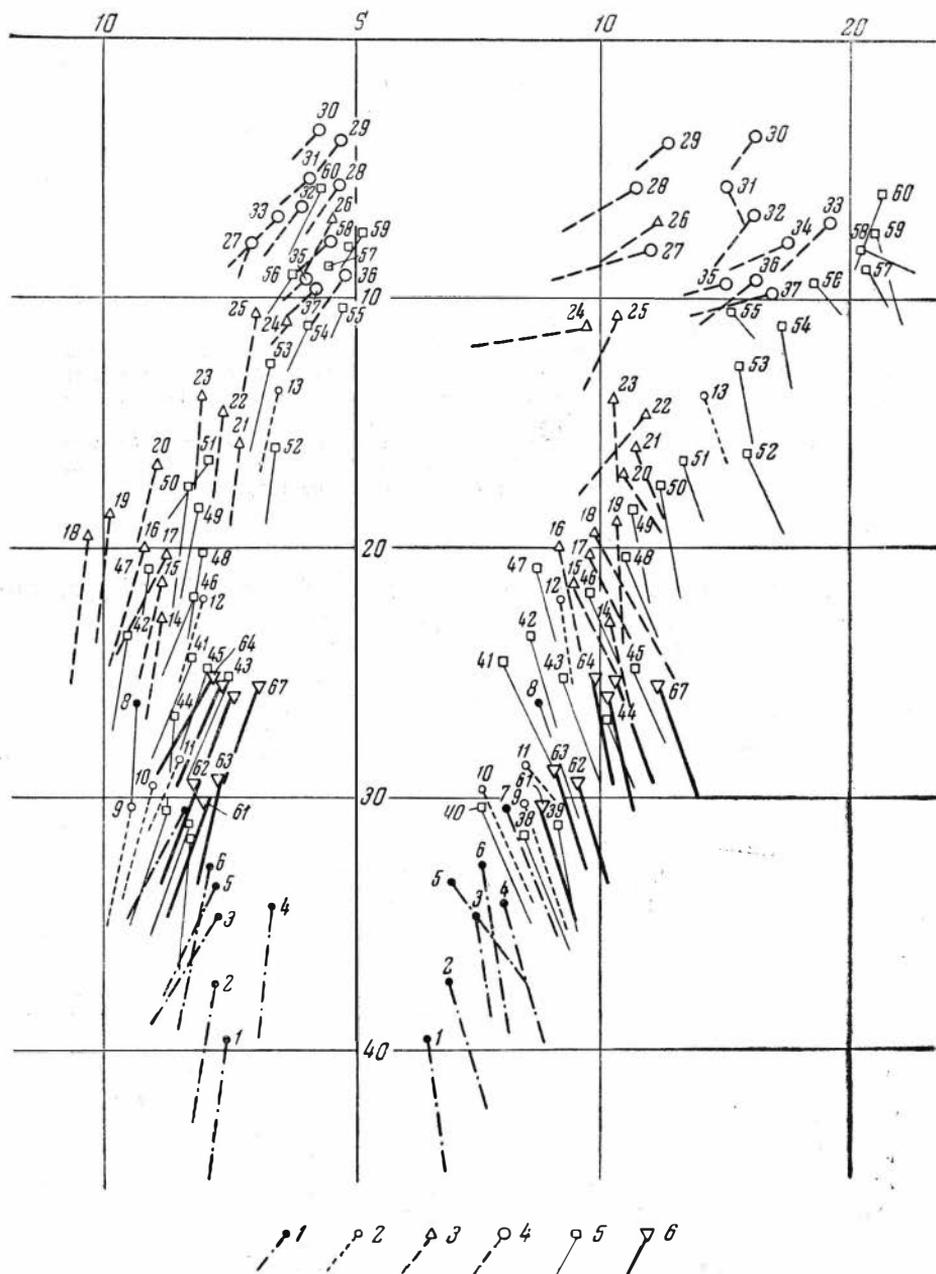
Диабазы и диабазовые порфириты зеленовато-серые, темно-зеленые, лотной или сланцеватой текстуры породы, по внешнему облику весьма напоминающие метаморфические сланцы. Зачастую эффузивная природа этих образований распознается только при микроскопическом их исследовании. Между собой эффузивы различаются по структуре. Для диабазов характерна полнокристаллическая, афировая структура, тогда как диабазовые порфириты отличаются порфировым строением.

Диабазы обладают офитовой и бластоофитовой структурой и состоят из таблитчатых кристаллов сосюритизированного плагиоклаза № 45—50), между которыми располагаются зерна авгита, также в значительной мере измененные.

Диабазовые порфириты имеют порфировую структуру. Основная масса их сложена таблитчатыми и игольчатыми индивидами плагиоклаза,

в промежутках между которыми находятся изометричные зерна пироксена. Плаггиоклазы зачастую сильно сосюритизированы, пироксены амфиболизованы и хлоритизированы. Иногда процессы вторичных изменений настолько значительны, что основная масса превращается в агрегат амфибола, хлорита и эпидота или приобретает вид своеобразного микролитового «войлока», состоящего из игольчатых или волокнистых индивидов актинолита. Порфиоровые выделения представлены табличками основного плаггиоклаза (№ 47—55) и кристаллами авгита ($\angle c : Ng = 42-47^\circ$; $2V = 64^\circ$).

Плаггиоклаз порфиоровых выделений сильно разложен (эпидотизирован и карбонатизирован); пироксен подвержен интенсивной амфиболизации.



Авгитовые порфириды по внешнему виду несколько отличаются от описанных пород благодаря порфировым выделениям пироксена, которые обычно хлоритизированы, амфиболизированы и раздавлены в своеобразные «лепешки». Под микроскопом эти порфириды обнаруживают интерсерральную или офитовую структуру основной массы, состоящей из беспорядочно расположенных индивидов основного плагиоклаза (N_{45-50}) и амфиболизированного пироксена (обычно авгита, $c : Ng = 45-48^\circ$, $2V = 65^\circ$) в интерстициях. Характерно, что порфировые выделения в этих эффузивах представлены обычно авгитом или титанавгитом ($\angle c : Ng = 45-46^\circ$). Этим, собственно, они и отличаются от диабазов и диабазовых порфиритов, где в составе порфировых выделений наряду с пироксеном присутствует и основной плагиоклаз. Акцессории в авгитовых порфиритах те же, что и в диабазовых. Характерна довольно густая вкрапленность титаномагнетита.

Габбро-диабазы выделяются среди диабазов и диабазовых порфиритов, слагая мелкие субвулканические тела. Они характеризуются полнокристаллической структурой, но несколько меньшим идиоморфизмом плагиоклаза по сравнению с диабазовыми порфиритами и диабазами. Порода состоит из короткопризматических кристаллов сильно разложенного основного плагиоклаза, между которыми располагаются менее идиоморфные зерна амфибола ($\angle c : Ng = 15^\circ$). В составе акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит и магнетит.

Амфиболиты — весьма характерные образования формации. Они представляют собою вторичные продукты изменения эффузивов и повсеместно пространственно с ними ассоциируют. Это обычные массивные, реже сланцеватые породы, обладающие порфиробластовой или нематобластовой структурой. В первом случае породы сложены округлыми и линзовидными порфиробластами альбита (альбитизированного плагиоклаза) и актинолита ($c : Ng = 16^\circ$), погруженными в волокнистый (фибробластовый) агрегат актинолита. Зачастую можно наблюдать, как структура основной ткани становится нематобластовой, при этом породы оказываются состоящими из тонкопризматических и игольчатых

Фиг. 2. Диаграмма химического состава эффузивных формаций

— эффузивы диабазовой формации; II — эффузивы спилито-альбитофировой формации; III — эффузивы андезит-дацитово-роговообластной формации; IV — эффузивы трахилларитовой формации; V — эффузивы трахибазальтовой формации; VI — эффузивы базальтовой формации.

1, 2, 5, 8 — диабазовые и авгитовые порфириды, верховья рек Сисим, Балахтисон; 3, 6, 7 — амфиболизированные диабазовые и авгитовые порфириды, реки Сисим, Павловка (из коллекции М. Глазунова, 1959); 9, 10, 11, 12, 13 — спилиты, альбитофиры, диабазовые порфириды, реки Солпа, Сисим, Шинда, Тарбатка (из коллекции П. И. Ролдугина, 1955); 14, 15, 16, 17 — роговообластные порфириды, р. Кунгус (из коллекции В. И. Юркина, 1961); 18, 19, 20, 21, 22, 23 — андезитовые порфириды, р. Кизир (из коллекции П. И. Ролдугина, 1957); 24, 25, 26 — дацитовые порфириды, р. Кизир (из коллекции П. И. Ролдугина, 1958); 27 — фельзиты, кварцевые порфиры (среднее из 16 анализов), р. Агул (из коллекции В. М. Даценко, 1962); 28, 29, 30 — фельзиты, кварцевые порфиры, гора Сяноха (из коллекции П. И. Ролдугина, 1957); 31 — фельзитпорфир (из коллекции А. Шнейдера, 1961); 32 — ортсфиры (среднее из 7 анализов), р. Агул (из коллекции В. М. Доценко, 1962); 33, 34, 35, 36 — ортофиры, р. Ирба (из коллекции П. И. Ролдугина, 1957); 37 — кварцевый орфир, р. Ирба (из коллекции Е. А. Шнейдера, 1961); 38, 39 — долериты, Девонская вулканогенная серия (И. В. Лучицкий, 1960); 40, 41 — базальты р. Сыды (из коллекции Е. А. Шнейдера, 1961); 42, 43 — базальты, Девонская вулканогенная серия (И. В. Лучицкий, 1960); 44 — трахибазальт, Девонская вулканогенная серия (И. В. Лучицкий, 1960); 45 — трахибазальты (среднее из 2 анализов, Поляков, 1958); 46, 47, 49, 50, 51 — лабрадоровые порфириды, Девонская вулканогенная серия А. В. Лучицкий, 1960); 48 — лабрадорит (Поляков, 1958); 52 — эссенентовый порфирит Толяков, 1958); 53 — эссекситовый порфирит, Девонская вулканогенная серия (И. В. Лучицкий, 1960); 54 — плагиопорфир, Девонская вулканогенная серия (И. В. Лучицкий); 55, 55 — плагиопорфиры, трахитовые порфиры (Поляков, 1958); 58 — фонолит, Девонская вулканогенная серия А. В. Лучицкий, 1960); 57, 59, 60 — щелочные сиениты, мелкие субвулканические тела, р. Дербина (из коллекции В. Н. Долговой, 1960); 61, 62 — базальты, р. Уда (М. И. Бураков, 1954); 63 — базальт (среднее из 17 анализов), Центральная часть Восточного Саяна (М. Л. Лурье, 1957); 64, 65, 65, 67 — базальты водораздела рек Киж-Хем — Соруга (из коллекции О. И. Пятова, 1963)

Примечание. Все анализы выполнены химлабораторией КГУ

индивидов актинолита субпараллельной ориентировки, как бы обтекающих редкие порфиробласты альбита. Обильны титаномагнетит и ильменит. Из аксессуаров присутствуют сфен (обычно лейкоксенизированный) и апатит.

Петрохимические особенности эффузивов диабазовой формации выражаются в отчетливой их натровой специализации ($n=78-83$), недосыщенности кремнекислотой ($Q=5-9$), высокой титаноносности ($t=6,5$). Для них также характерно превышение магния над железом ($Mg:Fe=1,2$) (фиг. 2). В качестве элементов-примесей в эффузивах отмечаются Cu, Zn, Co, V, Cr, Sr, P, содержание которых колеблется от сотых до десятых долей процента.

С эффузивами диабазовой формации пространственно ассоциируют многочисленные мелкие послонные и линзовидные массивы габбро-пироксенит-серпентинитовой интрузии (Лысанский титаноносный комплекс). Совместная геолого-структурная позиция эффузивных покровов и интрузивных тел, полная тождественность их петрохимического состава и металлогенической специализации, одинаковый возраст и ряд других общих признаков со всей убедительностью говорят о комагматичности этих образований.

СПИЛИТО-АЛЬБИТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эффузивы рассматриваемой формации развиты преимущественно в зоне Кизиро-Казырского синклиория, где они пространственно приурочены к полям распространения нижнекембрийских геосинклинальных толщ (см. фиг. 1). Эффузивы образуют различной мощности покровы среди известняково-песчано-сланцевых отложений и обычно картируются в форме пластообразных залежей и линз. Вулканогенные породы спилито-альбитофировой формации не занимают сколько-нибудь определенного стратиграфического положения в разрезе нижнего кембрия, отмечаясь как в самых его низах (р. Тарбатка), так и верхах (р. Сисим). Местами эффузивы по простиранию сменяют осадочные толщи. Типичными породами формации являются спилиты, кварцевые и бескварцевые альбитофиры, диабазовые порфиры. Обычно они находятся в зеленокаменной фазе состояния, но все же имеют относительно более свежий облик по сравнению с протерозойскими эффузивами.

Спилиты — темно-зеленые афировые породы плотной или миндалекаменной текстуры. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом и эпидотом. Микроструктура пород чаще гиалополитовая или интерсертальная. Тончайшие дезориентированные микролиты альбита образуют как бы войлок, погруженный в стекловатый, нацело хлоритизированный мезостазис, обильно насыщенный пылевидным магнетитом. Относительное количество стекловатого базиса и микролитов переменное. Порок беспорядочно расположенные лейсты альбита образуют канву, в ячейках которой находятся авгит, магнетит и сильно разложенное основное по составу стекло (интерсертальная структура). Изредка наблюдается и вариолитовая структура.

Диабазовые порфиры состоят в самой тесной пространственной ассоциации со спилитами, участвуя в сложении одних и тех же эффузивных покровов. По внешнему облику это темно-зеленые либо зеленовато-серые мелкозернистые породы плотной текстуры. При микроскопическом их исследовании в большинстве случаев выявляется порфировая структура, причем микроструктура основной массы интерсертальная или диабазовая. Порфиновые выделения представлены табличками плагиоклаза, кристаллами пироксена, реже — роговой обманки. Плагиоклаз порфировых выделений по составу чаще отвечает андезин-лабрадор (№ 45) и в ряде случаев характеризуется зонарным строением. Зерн

его довольно сильно разложены. Пироксен представлен обычно авгитом ($\angle c : Ng = 40^\circ$), иногда уралитизированным. Из рудных присутствует магнетит.

Диабазовые порфиры спилито-альбитофировой формации отличаются от протерозойских диабазов своей относительно лучшей сохранностью.

Альбитофиры и кварцевые альбитофиры по сравнению со спилитами и диабазовыми порфиритами пользуются меньшим распространением. Они чередуются с основными эффузивами, реже образуют самостоятельные покровы.

Макроскопически это светло-зеленые, плотные, афанитовые породы с редкими порфировыми выделениями альбита и иногда кварца. Микроструктура основной массы чаще всего микропойкилитовая, участками сферолитовая, иногда призматически зернистая. Порфировые выделения редки и представлены альбитом (в альбитофирах) и кварцем (в кварцевых альбитофирах). Порою фенокристы окружены тонкой сферолитовой каймой. В стекловатой основной массе присутствуют редкие микролиты альбита. В некоторых разностях количество альбитовых микролитов возрастает. Кристаллы становятся крупнее и приобретают короткостолбчатый габитус. Интерстиции в этом случае выполнены агрегатом хлорита и магнетита, возникшими в результате девитрификации стекла. Микрокристаллы по периферии окружены тончайшей сыпью рудных минералов.

Петрохимическая особенность эффузивов описываемой формации — четко выраженная полярность их химизма, проявившаяся в наличии двух ветвей (см. фиг. 2). Основные эффузивы (спилиты, диабазовые порфиры) относятся к ряду пород, недосыщенных кремнеземом; им свойственны несколько пониженная щелочность ($a : c < 1$), преобладание натрия над калием ($n = 87$), повышенная магнизиальность ($Mg : Fe = 1,4$) и низкая титанистость $t = 1-2,7$. От основных эффузивов диабазовой формации они отличаются своей относительно меньшей меланократовостью ($b \approx 30$ вместо 35), несколько повышенной щелочностью ($a \approx 7,5$ вместо 5) и относительно большим значением полевошпатовой извести ($c \approx 8$ вместо 5,5). Кислые же эффузивы (альбитофиры, кварцевые альбитофиры) в отличие от основных характеризуются присутствием свободного кремнезема, пересыщенностью глиноземом, пониженной магнизиальностью ($Mg : Fe = 0,3$), но для них так же, как и для основных, типична натровая специализация ($n = 86,1$). Из элементов-примесей в описываемых эффузивах присутствуют Cr, V, Ni, Co, Cu, Zn, Zr.

С эффузивными толщами спилито-альбитофировой формации пространственно и генетически связываются мелкие субвулканические тела габбро-диоритов, габбро-диабазов, кварцевых диоритов (шиндинский комплекс).

АНДЕЗИТ-ДАЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация объединяет в себе эффузивные и пирокластические образования преимущественно среднего состава, которые образуют достаточно мощную серию полого дислоцированных покровов в зоне Кизиро-Казырского синклинория. Вулканогенные толщи характеризуемой формации налегают на дислоцированные ниже-среднекембрийские отложения и, в свою очередь, несогласно перекрываются эффузивами верхнего силура — нижнего девона (см. рис. 1). В аналогичных соотношениях породы андезит-дацитовый формации наблюдаются в периферической зоне Рыбинской впадины. В Манском прогибе, Канской глыбе и в зоне Восточно-Саянского антиклинория вулканогенные отложения этой формации отсутствуют.

Характеризуемая формация представлена главным образом средними по составу эффузивами: андезиновыми, роговообманковыми порфиридами и их туфами. Кислые эффузивы (кварцевые, дацитовые порфириды, фельзиты) и их туфы развиты менее широко и отмечаются преимущественно в верхах вулканогенной толщи. Основные эффузивы (диабазовые порфириды, кварцевые диабазы) распространены крайне ограниченно и присутствуют главным образом в низах разреза пород формации. Положение различных по составу эффузивов в стратиграфическом разрезе следует рассматривать лишь как проявление самой грубой закономерности строения формации, поскольку зачастую наблюдается тонкое чередование средних, кислых, основных эффузивов и их туфов.

Вулканогенные породы формации в отличие от зеленокаменных нижнекембрийских эффузивов достаточно свежи и находятся лишь в диагенетизированной фазе состояния. Для них характерны зеленовато-лиловые, коричневатые и красноватые тона. Как правило, эффузивы сопровождаются идентичными им по составу пирокластическими образованиями.

По составу эффузивные породы формации подразделяются на две большие группы — андезитовых и дацитовых порфиритов.

Андезитовые порфириды — самые характерные и наиболее широко распространенные породы формации. В эту группу объединены преимущественно средние по составу разновидности: андезиновые, роговообманковые, пироксен-роговообманковые, плагиоклаз-пироксеновые порфириды, а также соответствующие им литокристаллокластические туфы.

Все перечисленные эффузивы наряду с близостью петрографического состава и структуры весьма схожи по внешнему облику, что объясняется диагенетизированной фазой их состояния. Чаще всего они зеленовато-лиловые, красновато-бурые, отчетливо порфировые. На фоне плотной стекловатой основной массы выделяются таблитчатые фенокристы зеленоватого плагиоклаза или кристаллы хлоритизированной роговой обманки, реже — пироксена. Микроструктура основной массы этих порфиритов в зависимости от соотношения стекла и микролитов плагиоклаза — гиалопилитовая или пилотакситовая. В первом случае микролиты олигоклаз-андезина и моноклинного пироксена погружены в стекловатый базис. Стекло в значительной мере девитрифицировано и насыщено пылевидным магнетитом. В том случае, когда основная масса имеет пилотакситовую структуру, она почти нацело состоит из призматических индивидов плагиоклаза (№ 30—35), тесно прижатых друг к другу и окруженных по периферии густой «вкрапленностью» магнетита.

В составе порфиридов выделений чаще всего присутствует андезин (в андезиновых порфиритах). Обычно он зональный, причем центральные части отвечают андезину № 35—40, периферические — олигоклаз-андезину (№ 28—30). Наряду с плагиоклазом в этих эффузивах отмечается и роговая обманка, но в резко подчиненных количествах. В роговообманковых порфиритах, наоборот, крупные фенокристы состоят преимущественно из бурой (базальтической) и обыкновенной зеленой роговой обманки с характерной опалитовой каймой. В некоторых разновидностях эффузивов порфириды представлены не только амфиболом, но и пироксеном — главным образом авгитом ($\angle c : Ng = 44—46^\circ$). Разумеется, в этих породах имеются и фенокристы плагиоклаза, но в подчиненных соотношениях (пироксен-роговообманковые порфириды). В пироксен-плагиоклазовых порфиритах порфириды выделены сложены как плагиоклазом, так и пироксеном. Некоторые разновидности эффузивов почти лишены порфиридов выделений и могут быть классифицированы как андезинофиры.

Вторичные изменения минералов в андезитовых порфиритах выра-

жены в серицитизации и помутнении плагиоклазов, хлоритизации роговых обманок и уралитизации пироксенов. Характерно, что наибольшему разложению подвержены центральные участки фенокристов плагиоклаза, а периферические зоны достаточно свежи. Из аксессуарных минералов в эффузивах этой группы присутствуют сфен, апатит и циркон.

Дацитовые (кварцевые) порфириды среди пород формации встречаются реже. По внешнему облику они несколько отличаются от андезитовых порфиритов своей зеленовато-серой окраской, но главным образом присутствием в порфириковых выделениях стеклянноподобного кварца. Структура основной массы чаще стекловатая, участками микрофельзитовая и сферолитовая. В стекловатом базисе разбросаны тончайшие микролиты плагиоклаза и листочки биотита. В порфириковых выделениях присутствует главным образом кварц (зерна которого как бы оплавлены) и плагиоклаз (состава олигоклаз-андезин). Иногда фенокристы сложены зеленой роговой обманкой.

В эту же группу эффузивов следует, очевидно, включить и фельзиты, также изредка встречающиеся в составе андезит-дацитовой формации. Это зеленовато-серые, плотные, микрофельзитовой структуры породы, состоящие из криптокристаллической неиндивидуализированной, интенсивно разложившейся кварц-полевошпатовой основной массы, в которой рассеяны редкие, неправильной формы выделения кварца и кислого плагиоклаза (состава альбит-олигоклаз). На основную стекловатую массу как бы наложен агрегат тончайших листочков биотита и серицита.

Литокристаллокластические туфы, туфолавы, туфобрекчии андезитовых и дацитовых порфиритов являются весьма распространенными породами формации. Они тесно ассоциируют с соответствующими им по составу эффузивами. Пирокластические образования отличаются исключительной пестротой состава. Как правило, они испытали значительный диагенез, приведший к их покраснению и побурению. Разнообразие туфов столь велико, что описание всех их разновидностей вряд ли целесообразно. Наиболее типичные из них имеют псевдопсаммитовую структуру и состоят из многочисленных обломков кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, кварца, вулканического стекла, а также эффузивов гиалопилитовой, пилотакситовой, фельзитовой структур. Размеры обломков разнообразны: от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров. Форма их различная — от угловатых до совершенно круглых (вулканические бомбы). Цемент эффузивно-туфогенный, пепловый, лавовый. В некоторых случаях видны следы флюидальности. Иногда туфы обнаруживают четкую ритмичность. Пепловые туфы имеют сургучно-красную окраску и похожи на яшму. Среди эффузивных образований, переотложенных в водной среде, выделяются туфонгломераты, туфопесчаники, туфогенные кремнистые и пепловые иргиллиты.

Петрохимические особенности эффузивов андезит-дацитовой формации следующие. Для эффузивов средней основности характерны преобладание натрия над калием ($n=72-93,2$), пониженная щелочность ($a:c=1-2,5$), наличие свободного кремнезема ($Q=10,1$), несколько повышенная железистость ($\varphi=10,6$) и низкая титанистость ($t=0,9$). Числные эффузивы, как правило, пересыщены глиноземом, содержат большое количество свободной кремнекислоты ($Q=23-32$), обеднены железом ($\varphi=9,6$) и обладают низкой титанистостью ($t=0,6$); в них наблюдается не такое резкое преобладание натрия над калием ($n=65-70$). Спектральными анализами в эффузивах этой группы установлено наличие Cu, Pb, Zn, Mo, V, Cr в сотых и тысячных долях процента.

Эффузивы охарактеризованной формации парагенетически связаны Ольховским золотоносным гранодиорит-плагиогранитным комплексом [14].

Вулканогенные образования трахилипаритовой формации, представленные кислыми и субщелочными эффузивами, а также их туфами развиты главным образом по восточной окраине Минусинского прогиба и в юго-восточной части Рыбинской впадины. В большинстве случаев они составляют основание девонских мульд и выступают по периферии впадин в виде своеобразной эффузивной оторочки (см. фиг. 1).

В центральных частях Восточно-Саянского складчатого сооружения эффузивы трахилипаритовой формации распространены крайне ограниченно и пространственно тяготеют к крупным разломам (район хребтов Фигуристые белки и Ергак-Торгак-Тайга).

Стратиграфическое положение толщи кислых — субщелочных эффузивов определяется, с одной стороны, несогласным ее налеганием на дислоцированных верхнекембрийских порфиритах и прорывающих их гранодиоритах ($Сm_3—O$), с другой — перекрытием ее песчано-конгломератовыми отложениями, содержащими (по данным Е. А. Шнейдера) нижнедевонскую флору. Ориентировочно возраст фельзит-ортофировой эффузивной серии оценивается в интервале от верхнего силура до нижнего девона.

Формация обладает достаточно своеобразным составом, будучи представлена преимущественно кислыми и субщелочными эффузивами и их туфами. Наиболее характерные породы ее: фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, плагиопорфиры, ортофиры. Кислые и субщелочные эффузивы образуют серию переслаивающихся покровов чередующихся с соответствующими по составу туфами Е. А. Шнейдер [13] указывает на преобладание плагиопорфиров в низах вулканогенной толщи и увеличение роли фельзитовых порфиров, трахитов и ортофиров в ее верхах.

Фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры — плотные, афанитовые или слабопорфировые породы розоватых, коричневатых и красноватых тонов; иногда полосчатые (ленточные фельзиты). Структура их основной массы микрофельзитовая, участками стекловатая и сферолитовая. Порфировые выделения либо полностью отсутствуют (в фельзитах), либо представлены в небольших количествах (в фельзит-порфирах и кварцевых порфирах). Основная масса обычно состоит из криптокристаллического неиндивидуализированного кварц-полевошпатового вещества, обильно пропыленного гематитом и местами хлоритизированного. Некоторые эффузивы обладают отчетливо выраженной флюидальностью, причем полосчатость обусловлена чередованием участков различной степени раскристаллизованности и пропыленности гидроокислами железа.

Порфировые выделения в фельзит-порфирах сложены сильно пертитизированным калиевым полевым шпатом (ортоклаз-пертитом) и серицитизированным кислым плагиоклазом (альбит-олигоклазом). Отмечаются единичные чешуйки хлоритизированного биотита. В кварцевых порфирах наряду с выделениями полевых шпатов присутствуют округлые, слегка оплавленные фенокристы кварца.

Плагиопорфиры — розовые, красновато-бурые, лиловые порфирового сложения породы, внешне очень похожие на описанные кислые эффузивы, но отличающиеся от них своим существенно плагиоклазовым характером. Основная масса их чаще трахитоидная, состоящая из мельчайших лейст альбит-олигоклаза и калишпата, расположенных взаимно параллельно. Иногда структура основной массы становится микрофельзитовой. Характерна «пропыленность» гидроокислами железа. Порфировые выделения представлены обычно альбит-олигоклазом реже — олигоклаз-андезином, образующими таблитчатые вкрапленники

И. В. Лучицкий [9] среди плагиопорфиров выделял кварцевые и бескварцевые разновидности.

Ортофиры — кирпично-красные, красновато-бурые порфировые породы, состоящие из криптокристаллической основной массы и редких выделений полевого шпата. Основная масса трахитовой и ортофировой структур, состоящая из короткопризматических, субпрямоугольных микролитов калиевого полевого шпата и плагиоклаза, расположенных беспорядочно или вытянутых параллельно. Микролиты полевого шпата погружены в криптокристаллический кварц-полевошпатовый базис, возникший, очевидно, в процессе девитрификации стекла. Обилён тонкодисперсный гематит. Порфировые выделения сложены сильно пелитизированным ортоклазом (ортоклаз- и микроклин-пертитом), наряду с которым отмечаются редкие фенокристы кислого плагиоклаза (обычно олигоклаза).

Туфы, туфолавы, лавобрекчии кислых и субщелочных эффузивов — буровато-красные, литоидные породы, макроскопически с трудом отличимые от соответственных по составу эффузивных образований. Структура их обычно литокристаллокластическая, реже витрокластическая. Обломки кварца, полевых шпатов, стекла и эффузивов сцементированы бурой, неполяризующей пепловой и стекловатой массой, которая порою обтекает их, образуя флюктуационную текстуру. Обломки кристаллов кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза имеют неправильные остроугольные очертания; размеры их колеблются от 0,1 до 5 мм. Включения эффузивов микрофельзитовой, трахитовой, ортофировой, гиалопилитовой структур значительно крупнее по размерам и часто имеют округлую форму (вулканические бомбы). Для эруптивных пород характерен сильный диагенез, выразившийся в их значительной пелитизации и гематитизации.

По химизму эффузивы трахилипаритовой формации четко подразделяются на две группы: кислых и субщелочных (см. фиг. 2). По своим петрохимическим особенностям кислые эффузивы (фельзиты, кварцевые порфиры) весьма близко стоят к риолитам (по Дэли). Они резко пересыщены глиноземом, богаты щелочами ($a : c = 8,7—15,0$), в частности калием ($n = 50,1—46,7$), железом ($\varphi = 16—22,4$), кремнеземом ($Q = 32,5—33,9$); бедны титаном ($t = 0,3—0,4$). Субщелочные эффузивы (ортофиры, трахитовые порфиры) характеризуются значительной щелочностью ($a : c = 12,7$), но гораздо меньшей кислотностью ($Q = 13,8—17,0$). Но они так же, как и кислые, пересыщены глиноземом и обладают калиевой специализацией ($n = 53$). По особенностям своего химизма субщелочные эффузивы близки к группе щелочно-земельных трахитов (по Дэли).

Спектральными анализами в кислых и субщелочных эффузивах установлены следующие элементы: V, Cu, Zn, Pb, Sn, Mo, As, B, Ga, J, La, Zr, Nb, Sr, Li, Rb, Be, Ge, Sc (данные В. М. Даценко). С эффузивами трахилипаритовой формации пространственно и генетически связаны прорывающие их гранит-граносиенитовые интрузивные массивы.

ТРАХИБАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация представляет собою сложную парагенетическую ассоциацию эффузивных пород основного и субщелочного состава. Наиболее характерны для нее оливиновые диабазы, долериты, трахибазальты, эсекситовые диабазы, лабрадоровые порфириты, трахиандезиты, трахитовые порфиры, фонолиты. Пирокластические образования распространены крайне ограниченно. Вулканогенные толщи часто содержат комагматичные им тела щелочных сиенитов. Базальтоидные эффузивы, как и подстилающие их эффузивы трахилипаритовой формации,

проявляются по периферии девонских впадин. Обычно они выполняют ядра мульд. Как правило, трахибазальты лежат стратиграфически выше толщ кислых эффузивов (S_2-D_1), отделяясь от них горизонтом базальных конгломератов, содержащих гальку фельзитов, кварцевы: порфиров, ортофиров и прорывающих их гранитов, граносиенитов. Возрастное положение толщи базальтоидных эффузивов отвечает низам среднего девона [13].

Строение трахибазальтовой формации отличается известной неоднородностью. Так, И. В. Лучицкий [9], изучавший базальтоидную вулканогенную серию на больших площадях, отмечает ее двучленное строение. Согласно его данным, нижняя часть эффузивной толщи сложена покровами лабрадоровых и диабазовых порфиритов, верхняя — оливиновыми долеритами, диабазами, трахибазальтами, эссекситовыми и диабазовыми порфиритами.

Е. А. Шнейдер и Б. П. Зубкус [13], выделившие базальтоидные эффузивы в самостоятельную свиту, дают несколько отличный ее разрез. Нижняя часть этой вулканогенной свиты, по их мнению, сложена базальтами, диабазами; средняя — диабазовыми и лабрадоровыми порфиритами; верхняя — трахитовыми и другими порфирами.

Оливиновые палеобазальты и трахибазальты являются самыми распространенными эффузивами формации. Это темно-зеленые, иногда почти черные, афанитового облика породы, чрезвычайно слабо затронутые процессами вторичных изменений. Макроструктура их чаще афанитовая, реже порфировая. Структура основной массы интерсерральная, иногда пойкилофитовая и пилотакситовая. Главнейшими породообразующими минералами данных пород являются основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин, магнетит. (В трахибазальтах наряду с ними присутствует щелочной полевой шпат и эгирин). Порфировые выделения представлены плагиоклазом, пироксеном, оливином.

Плагиоклаз фенокристов по составу отвечает лабрадору ($N_2 52-65$), плагиоклазы основной массы несколько более кислые ($N_2 45-50$). Пироксен порфиритовых выделений и основной массы представлен моноклинной разновидностью, чаще всего это титан-авгит ($\angle c : Ng = 42-45^\circ$); реже — диопсид ($\angle c : Ng = 38-40^\circ$). Оливин по составу приближается к гиалосидериту ($2V = -72-78^\circ$). Зерна его достаточно свежи, но иногда замещаются серпентином и иддингситом. Калиевый полевой шпат (ортотлаз, пертит) отмечается исключительно в составе трахибазальтов, главным образом в основной массе. Иногда в этих породах присутствует нефелин, в значительной степени замещенный канкринитом. Наряду с оливиновыми базальтами и трахибазальтами в составе пород указанной группы присутствуют своеобразные плагиобазальты. Отличительным признаком этих эффузивов являются полное отсутствие в них оливина и заметное преобладание основного плагиоклаза (Лучицкий [9]).

Среди базальтов плотной текстуры нередко отмечаются миндалекаменные разности (мандельштейны), слагающие верхние части эффузивных покровов.

Оливиновые диабазы, долериты, трахидолериты отмечаются обычно совместно с базальтами, но по сравнению с ними распространены ограниченно. Упомянутые породы образуют как самостоятельные покровы, так и небольшие секущие тела. По своему внешнему облику они близки к палеобазальтам, но отличаются от них несколько большей степенью раскristаллизованности. Микроструктура их офитовая (диабазовая и долеритовая), а иногда и пойкилофитовая; породы состоят из идиоморфных кристаллов основного плагиоклаза (состава анд-зин-лабрадор и лабрадор), ксеноморфных зерен моноклинного пироксена (авгита, $\angle c : Ng = 42-45^\circ$) и оливина. Плагиоклаз обычно сосюритизи-

эван и карбонатизирован; авгит — уралитизирован и хлоритизирован, тивин замещен серпентином и иддингситом. *Трахидолериты* отличаются от обыкновенных долеритов и диабазов присутствием некоторого количества калиевого полевого шпата (ортоклаза и микропертита), также биотита. Нередко в них появляются баркевикитовая роговая обманка и эгирин-авгит. И. В. Лучицкий [9] отмечал в аналогичных породах присутствие нефелина, замещенного канкринитом.

Диабазовые, лабрадоровые и эссекситовые порфириды, трахиандезиты в составе пород трахибазальтовой формации распространены достаточно широко и отмечаются в форме покровов и силлов. Последние особенно типичны для лабрадорских порфиритов. Все эффузивы, входящие в описываемую подгруппу, характеризуются в той или иной мере выраженной порфировой структурой, причем фенокристы представлены преимущественно основным плагиоклазом (№ 45—55). Наличие рупных вкрапленников плагиоклаза подчас обуславливает своеобразную гигантопорфировую структуру, характерную для лабрадорских порфиритов. Как показывает само название, порфировые выделения в них эффузивах представлены лабрадором № 60—75. Фенокристы его достигают 20—30 см в длину. В большинстве своем лейсты лабрадора расположены беспорядочно, но иногда вытягиваются параллельно друг другу, создавая подобие трахитоидной структуры. Плагиоклаз почти всегда зонарный, причем состав краевых зон заметно более кислый. Иногда наряду с лабрадором в порфировых выделениях отмечаются пироксен ($\angle c : Ng = 40—42^\circ$) и оливин [$2V = (-68) — (-70)^\circ$].

Основная масса лабрадорских и диабазовых порфиритов имеет интрузивную, микродолеритовую структуру и состоит из основного плагиоклаза (№ 45—55), пироксена (авгита), оливина и рудного минерала.

Эссекситовые порфириды по своему минералогическому составу близки к лабрадорским, но отличаются от них присутствием значительного количества калиевого полевого шпата и биотита.

Трахиаидезиты по составу занимают промежуточное положение между порфиритами и щелочными эффузивами. Основная масса их имеет трахитоидную структуру и состоит из лейст кислого плагиоклаза (чаще олигоклаза) и зерен калиевого полевого шпата (ортоклаза, саядина), а также подчиненного им моноклинного пироксена и магнетита. Фенокристы представлены основным плагиоклазом, роговой обманкой (иногда щелочной), биотитом и эгирин-авгитом. Некоторые разновидности субщелочных эффузивов содержат незначительную примесь нефелина.

Трахитовые порфиры, щелочные трахиты, фонолиты — крайние щелочные представители эффузивов трахибазальтовой формации. По сравнению с другими вулканогенными породами они распространены ограниченно и тяготеют преимущественно к верхам разреза эффузивной толщи. Отличительной особенностью этих эффузивов являются их относительная свежесть, светлые тона окраски, трахитоидный облик и отчетливо щелочной характер породообразующих минералов. При этом трахитовые порфиры обладают порфировой структурой и состоят из существенно полевошпатовой трахитовой основной массы и вкрапленников пертита (иногда антипертита). Щелочные трахиты отличаются еще более ярко выраженным щелочным характером. Основная масса их состоит из взаимно параллельно расположенных микролитов щелочного полевого шпата, зерен арфведсонита и эгирин-авгита. В некоторых износностях присутствует даже нефелин (фонолитовые трахиты). Порфировые выделения щелочных трахитов представлены анортоклазом (пертитом и антипертитом), эгирин-авгитом, рибекитом или арфведсонитом, изредка — оливином. В качестве аксессуаров присутствуют сфен,

циркон, апатит. К щелочным трахитам по составу весьма близки феолизиты, отличающиеся значительным содержанием нефелина в основной массе и изредка даже в порфировых выделениях. Щелочные трахиты и фонолиты — сравнительно редко встречающиеся образования.

Трахитовые порфиры, щелочные трахиты и фонолиты по особенностям минерального состава и химизма чрезвычайно близки к щелочным сиенитам, которые обычно пространственно ассоциируют с эффузивами трахибазальтовой формации, представляя собою комагматные им образования [9, 13, 14].

Базальтоидные эффузивы сопровождаются незначительным количеством пирокластических образований. Среди эффузивных покровов сменяются лишь маломощные прослои литокристаллокластических туфов базальтов, трахибазальтов и витрокластических туфов трахитовых порфиров щелочных трахитов. Сравнительно скромная роль пирокластических образований в формировании толщ трахибазальтовой формации объясняется, очевидно, трещинным типом излияний и низкой вязкостью основной магмы.

По петрохимическим особенностям эффузивы трахибазальтовой формации достаточно отчетливо подразделяются на три группы:

Первая объединяет оливиновые палеобазальты, трахибазальты, оливиновые диабазы, долериты, трахидолериты. Указанные породы по химизму близки к средним типам базальтов и долеритов (по Дэли), отличаясь от них несколько повышенной магнизиальностью ($m' = 43,6$) титанистостью ($t = 2,1$). Эта группа эффузивов по химическому составу весьма близка также к спилитам и диабазовым порфиритам спилит-альбитофировой формации. Отличие состоит лишь в их несколько большей железистости ($f_i' = 41,2$ вместо 34,4).

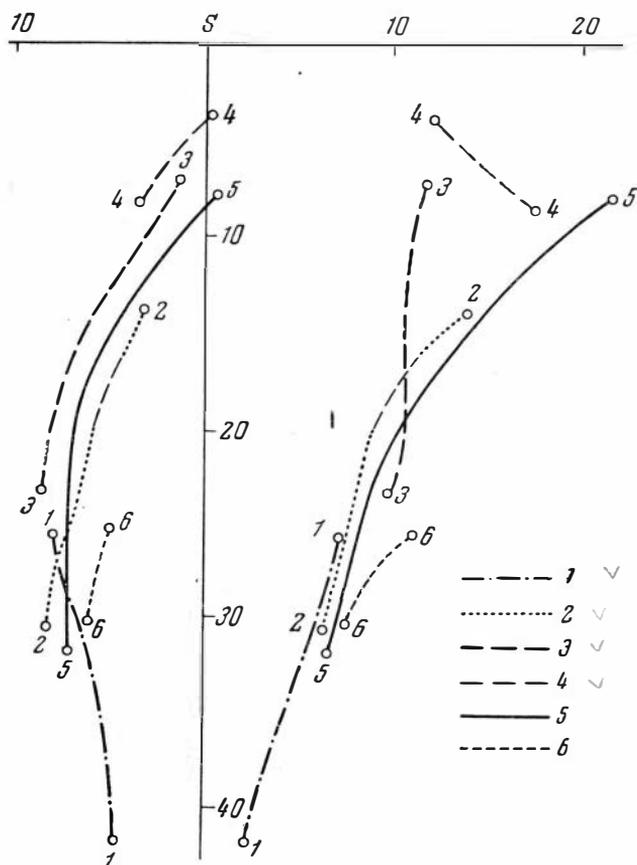
Во вторую группу входят лабрадоровые, эссекситовые порфириты, трахиандезиты. Они также недосыщены глиноземом, кремнеземом, относятся к нормальному ряду, но для них характерно некоторое повышение щелочности ($a = 14,3-15$), железистости ($f_i' = 56,5$) и уменьшение титанистости ($t = 1,3$). От сходных с ними по химизму андезитовых, диабазовых и роговообманковых порфиритов андезит-дацитовых формаций эффузивы этой группы отличаются повышенной щелочностью ($a = 14,2$ вместо 11,0), значительно меньшей кислотностью ($Q = 1,4$ вместо 19,4) и повышенным значением титанистости ($t = 1,3$ вместо 0,6) железистости ($f_i' = 56,5$ вместо 49,3).

В состав третьей группы объединяются главным образом щелочные дифференциаты базальтоидов: трахитовые порфириты, щелочные трахиты, фонолиты. Они характеризуются значительной щелочностью ($a = 20,3-22$), преобладанием железа над магнием, низкой титанистостью ($t = 0,8$) и иногда содержат свободный кремнезем. Большая часть этих пород принадлежит к нормальному ряду, однако среди них уже наблюдаются разности, пересыщенные глиноземом. По петрохимическим особенностям эти эффузивы близки к группе щелочных трахитов (по Дэли). От субщелочных эффузивов трахилипаритовой формации трахитовые порфиры и щелочные трахиты отличаются прежде всего тем, что относятся к нормальному ряду, тогда как ортофиры пересыщены алюминием. Кроме того, описываемые породы значительно богаче щелочами ($a = 20,3$ вместо 15,3) и железом ($f_i' = 67,5$ вместо 53,7).

В целом эффузивам трахибазальтовой формации свойственна одна характерная особенность, заключающаяся в повышенной их щелочности.

Все три охарактеризованные группы эффузивов образуют единую серию с плавно изменяющимися химическими свойствами (фиг. 3). В направлении от основных к щелочным разностям прогрессивно нарастает щелочность, увеличивается отношение железа к магнию и уменьшается титанистость, повышается содержание глинозема (вплоть до

явления нефелиновых разностей). Наблюдаемое закономерное изменение химизма эффузивов, очевидно, отражает нормальный ход дифференциации базальтоидной магмы.



Фиг. 3. Вариационные кривые химических составов эффузивных формаций:

1 — диабазовой; 2 — спилито-альбитофирровой; 3 — андезит-дацитовый;
4 — трахилипаритовой; 5 — трахибазальтовой; 6 — базальтовой

В качестве элементов-примесей в основных и субщелочных эффузивах спектральным анализом устанавливается присутствие Cr, V, Ni, Ti, Mo, Cu, Zn, Co, Zr, Pb.

БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация представлена кайнозойскими базальтами, долеритами их туфами, образующими значительные по площади покровы в центральных частях Восточного Саяна на стыке со структурами северо-восточной Тувы. По характеру залегания различаются долинные базальты, азальты плато и водоразделов. Согласно М. Л. Лурье [8], последние являются третичными образованиями, в то время как долинные базальты представляют собою продукты раннечетвертичного вулканизма. Однако, по мнению М. Г. Гросвальда [3], гипсометрическое положение базальтовых покровов отнюдь не является свидетельством их возраста, и все базальты, согласно его представлениям, раннечетвертичные. Эти сообра-

жения подкрепляются данными спорово-пыльцевого анализа. В пределах центральной части Восточного Саяна довольно значительные площади, занятые базальтами, располагаются в бассейне верховья р. Хамсары. Платобазальты имеются на хр. Даштыг-Хем и в районе междуречья Соруг-Даштыг-Хем, где они залегают на высоте 2200-2400 м. Долинные базальты отмечаются в верховьях рек Уды [2] и Улу-Кадыр-Оос.

По данным М. Г. Гросвальда [3], базальтоидный вулканогенный комплекс состоит из двух толщ: нижней пирокластической (туфогенной) и верхней — базальтовой. Нижняя толща представлена туфами оливиновых базальтов, туфобрекчиями и лаваагломератами, переслаиваемыми с потоками базальтов; верхняя сложена оливиновыми долитами и базальтами плотной и пузырчатой текстуры.

Оливиновые базальты — черные, с зеленоватым и фиолетовым оттенком, в большинстве случаев плотные, но иногда пузыристые породы офировой или порфировой структур. В последнем случае структур основной массы офитовая или пойкилоофитовая, иногда интерсертальная. Лейсты основного плагиоклаза (№ 54—63) образуют как бы канву; в полигональных промежутках между ними заключены кристаллы авгита, зерна оливина и магнетита. Порфиновые выделения представлены оливином ($2V = -84^\circ$), авгитом ($2V = 64^\circ$, $\angle c : Ng = 41-45^\circ$) и основным плагиоклазом (№ 78—85). Характерно, что оливины сильно магнезиальные, а плагиоклаз по составу соответствует битовниту. Породообразующие минералы как в основной массе, так и во вкраплениях исключительно свежие, лишь оливины иногда слабо серпентинизированы.

Наряду с охарактеризованными разностями отмечаются базальты с интерсертальной структурой основной массы, когда промежутки между лейстами плагиоклаза заполнены нераскристаллизованным стеклом обильной рудной «сыпью». Сравнительно редко, в так называемых витропорфировых базальтах, наблюдается даже гиалопилитовая структура основной массы.

Долериты имеют тот же минеральный состав, что и базальты, но отличаются от них более полной раскристаллизацией. Структура их долеритовая, офитовая, пойкилоофитовая, интерсертальная. Размеры микролитов плагиоклаза 0,2—0,3 мм, порфиновые выделения достигают 0,5—2 мм.

Литокристаллокластические туфы базальтов и долеритов. Пирокластический материал базальтовой формации представлен туфами, туфобрекчиями, лаваагломератами, лапиллиевыми и витрокластическими туфами, содержащими остроугольные обломки базальта, вулканического основного стекла и спекшихся вулканических бомб.

Эффузивы базальтовой формации отличаются постоянством своего химизма. По своим петрохимическим особенностям они занимают промежуточное положение между нормальными базальтами и платобазальтами (по Дэли), от которых почти ничем не отличимы. Породы относятся к нормальному ряду; в них значительно преобладают цветные компоненты b : $(a+c) = 27,5 : (9,7+5,5)$, среди которых основную роль играют магнезиально-железистые силикаты $(m'+f') : c = (42,8+42,0) : 15,5$. Как правило, породы недосыщены кремнеземом ($Q = -11,4$) и характеризуются преобладанием натрия над калием ($n = 67-78$). Основные эффузивы трахибазальтовой формации описываемые базальты отличаются прежде всего отсутствием тенденции к щелочности ($a = 9,7$ вместо 14,3); несколько меньшей железистостью ($f' = 42,0$ вместо 56,5) и повышенной титанистостью ($t = 3,8$ вместо 1,3).

В качестве элементов-примесей в базальтах присутствуют Ti, Cr, Ni, Co, V, Zr, Sr, Nb (данные О. И. Пятова).

Эффузивы охарактеризованных выше формаций в ряде случаев обнаруживают конвергентное сходство. Это обстоятельство часто привело к путанице в номенклатуре эффузивных толщ. Однако изучение арагенетических ассоциаций вулканогенных образований с учетом их пространственного и структурного положения, тщательное исследование петрографических, петрохимических и металлогенических особенностей каждой формации позволяют правильно классифицировать данные вулканогенные отложения.

Так, например, основные эффузивы диабазовой и спилито-альбитоировой формаций, несмотря на их кажущееся сходство обнаруживают многие отличительные черты. Протерозойские эффузивы имеют тенденцию к изменению состава в сторону ультраосновных разностей, тогда как кембрийские основные эффузивы парагенетически ассоциируют кислыми породами (см. фиг. 3). Помимо этого, порфириты диабазовой формации несут титановую минерализацию, в то время как эффузивы спилито-альбитофирового ряда лишены титановой специализации.

Часть порфиритов андезит-дацитовой формации в какой-то степени схожа на порфириты трахибазальтовой формации, но в целом петрохимические особенности этих двух групп выявляются достаточно четко при сопоставлении всего многообразия пород каждой формации. Эффузивы трахибазального ряда обнаруживают отчетливое щелочное направление дифференциации в отличие от порфиритов андезит-дацитовой группы, имеющих уклон в сторону кислых разностей.

Весьма наглядно конвергентность признаков выявляется при сопоставлении субщелочных эффузивов трахилипаритовой и трахибазальтовой формаций. Фигуративные точки их химических составов располагаются в непосредственной близости одна от другой. Однако при детальном сопоставлении химизма этих пород отчетливо выявляется их гетерогенность. Субщелочные эффузивы трахилипаритовой формации (ортофиры) сильно пересыщены глиноземом в отличие от субщелочных эффузивов трахибазальтовой формации (трахитовых порфиров), которые являются породами нормального ряда (см. фиг. 3).

Петрохимические признаки — далеко не единственный критерий различия гетерогенных эффузивных формаций, в расчет принимались также петрографические, структурно-петрологические и возрастные факторы.

В пространственном размещении эффузивно-вулканогенных формаций также проявляется ясно выраженная закономерность. Некоторые из них тяготеют к складчатым структурам Восточного Саяна, часть же образует своеобразную «эффузивную оторочку» девонских впадин (см. фиг. 1). Так, диабазовая формация локализуется на флангах Протесаянского антиклинория; спилито-альбитофировая и андезит-дацитовая развиты главным образом в зоне Кизир-Казырского синклинория; ахилипаритовая и трахибазальтовая приурочены к периферии Рынской и Минусинских впадин; молодые же базальты встречаются преимущественно в центральных частях Восточного Саяна. Подобная зависимость пространственного положения эффузивных формаций от величин тектонических структур региона облегчает понимание взаимоотношений тектонических и магматических явлений во времени и в пространстве.

Вулканогенная деятельность началась еще в верхнем протерозое. Анализ структурных взаимоотношений эффузивов диабазовой формации с подстилающими их карбонатно-кремнистыми толщами и прорывающими эти отложения гранитоидами показывает, что основные эффузивы накапливались значительно позднее возникновения Восточно-Саянского антиклинория (см. рис. 1). В связи с этим напрашивается вывод, что отложения диабазовой формации, возможно, и не

перекрывали антиклинория: формирование их проходило в зонах «троговых» прогибов, окаймлявших антиклинорий Восточного Саяна.

В пользу данного предположения говорит также литолого-фациальный анализ парагенетических ассоциаций зеленокаменных основных эффузивов и терригенно-карбонатных отложений. Существует мнение, что эффузивы диабазовой формации являются типичными геосинклинальными образованиями, знаменующими собою начало геосинклинального этапа развития района. Однако изучение взаимоотношений кембрийских и докембрийских структур и исследование фациального профиля отложений не позволяют нам присоединиться к этой точке зрения. Если образование троговых прогибов, где накапливались эффузивы диабазовой формации, можно было бы принять за начало геосинклинального режима, то, все равно, такая «геосинклиналь» являлась рудиментарной, полностью завершившей свое существование в верхнем протерозое. Нормальный геосинклинальный режим в северо-западной части Восточного Саяна начался в нижнем кембрии, причем начальные этапы развития геосинклинали сопровождалась накоплением эффузивов спилито-альбитофировой формации. Эффузивный магматизм этого времени проявлялся стадийно: периоды магматической деятельности чередовались с периодами седиментации. Иногда те и другие процессы шли одновременно, обуславливая изменчивый фациальный профиль геосинклинальных отложений. Тесная пространственная ассоциация спилитов с терригенно-карбонатными отложениями указывает на подводный характер эффузивных излияний.

Эффузивные толщи андезит-дацитовый формации накапливались в поздние этапы развития геосинклинали, очевидно в период ее замедления, которое имело место в связи с основной геосинклинальной складчатостью в верхнем кембрии — ордовике. В пользу такого вывода говорит резко несогласное залегание андезитовых покровов на подстилающих дислоцированных ниже-среднекембрийских отложениях. Дифференцированная фаза состояния этих эффузивов, обилие эруптивных и пирокластического материала позволяют относить данные образования к субэвральная фации. Накоплением вулканогенных образований андезит-дацитовый формации закончился собственно геосинклинальный этап развития в северо-западной части Восточного Саяна.

Появление кислого эффузивного магматизма (образование трахилпаритовой формации) связывалось с заложением межгорных впадин и передовых прогибов, которое имело место в интервале от верхнего силура до нижнего девона. Формирование этих структур сопровождалось образованием крупных дизъюнктивных нарушений по их периферии. Возникшие разломы явились, очевидно, подводными каналами для кислой магмы, которая, поступая на поверхность, дала мощную серию кислых субшелочных эффузивов, образовавших своеобразную вулканогенную оторочку девонских впадин. Излияние эффузивов трахилпаритовой формации происходило в субэвральная условиях и сопровождалось накоплением пирокластического материала. Направление флюидальности в эффузивах, а также наличие большого количества эруптивных и пепловых образований свидетельствуют о центральном типе извержений.

Эффузивы трахибазальтовой формации накапливались уже в среднем девоне, причем излияние лав носило трещинный характер. Столь резкая смена продуктов эффузивного магматизма (с гранитоидного базальтоидный) в сравнительно узком возрастном диапазоне вызвана дифференциацией какой-то гипотетической магмы, а, скорее, перемещением области магматического питания из сиалического слоя в базальтовый [5]. Такая миграция магматических очагов вызвана, очевидно, прогрессирующей глубиной проникновения зон разломов по ме-

величения степени жесткости сиалической коры в субплатформенную тадию.

Формирование кайнозойских базальтов также связывалось с молодыми разломами значительной глубины проникновения, которые закладывались преимущественно в центральных частях Восточного Саяна, т. е. именно в тех областях, где проявления неотектоники наиболее шутимы. Вулканогенная деятельность рассматриваемого периода первоначально носила эксплозивный характер, сменившийся затем спокойным излиянием базальтовых лав на широких площадях.

Переходя к вопросам металлогении эффузивных формаций, необходимо отметить, что все имеющиеся проявления той или иной минерализации связаны не столько с самими эффузивами, сколько с комагматичными им субвулканическими интрузиями. В связи с этим можно говорить лишь о парагенетической связи оруденения с той или другой эффузивной формацией. Так, известные Лысанские титаномагнетитовые месторождения фузивного типа генетически связаны с мелкими габбро-пироксенит-серпентинитовыми массивами, которые проявляются исключительно в полях распространения эффузивов диабазовой формации и представляют собою комагматичные им образования [14].

Есть основание предполагать, что золотоносность некоторых участков (р. Тарбатка) связывается с мелкими субвулканическими телами аббро-диоритов, родственных эффузивам спилито-альбитофировой формации. Известные золоторудные месторождения (Ольховское, Чижижеское) генетически связаны с интрузией гранодиоритов и плагиогранитов, которая, в свою очередь, комагматична эффузивам андезит-ацитовой формации. В несомненном родстве с силур-девонским граптоидным магматизмом находятся известные скарновые железорудные месторождения (Ирбинское, Краснокаменское и др.). Железооруднение непосредственно связано с массивами сиенитов, граносиенитов, комагматичных эффузивам трахилипаритовой формации [10, 14]. С мелкими субвулканическими телами щелочных сиенитов, пространственно ассоциирующими с трахибазальтовыми эффузивами, проявляется редземельная минерализация. С молодыми базальтами пока не известны какие-либо проявления полезных ископаемых, однако сами по себе они представляют прекрасный строительный материал и сырье для каменного литья.

Таким образом, комплексное исследование петрографического состава, химизма и металлогении вулканогенных толщ, анализ их пространственного и структурного положения дали возможность выделить среди многообразия эффузивных пород северо-западной части Восточного Саяна шесть конкретных магматических формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- А. Ф. Адамович, М. Г. Гросвальд, Л. П. Зонеишайн. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина.— Материалы по регион. геол. (Труды ВАГТ, 1959, вып. 5).
- М. И. Барак, Э. Е. Федоров. Базальты междуречья Ии и Уды (Восточный Саян).— Вопросы геологии Азии, 1954.
- М. Г. Гросвальд, Е. И. Станкевич, А. К. Уфлянд. Новые данные о базальтах Хамсара-Бий-хемского междуречья в Северо-Восточной Туве.— Материалы по регион. геол. (Труды ВАГТ, 1959, вып. 5).
- А. Н. Заварицкий. Петрохимические особенности изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- П. Н. Кропоткин. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магм.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1953, № 1.
- Ю. А. Кузнецов. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

7. Ю. А. Кузнецов. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
8. М. Л. Лурье. Кайнозойские базальты Восточного Саяна.— Вопросы геологии Азии, 1954, т. 1.
9. И. В. Лучицкий. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
10. Г. В. Поляков. Девонский магматический комплекс района Ирбинского месторождения.— Изв. Томск. политехн. ин-та. Серия геол., 1958, 90.
11. М. А. Усов. Фазы эффузивов. Томск. Изд-во студ. кооп. (СТИ), 1929.
12. В. В. Хоментовский. К тектонике Восточного Саяна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7.
13. Е. А. Шнейдер, Б. П. Зубкус. Стратиграфия ниже-среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдинско-Ербинской впадин.— Материалы по геологии и полезн. ископ. Красноярск. края, 1962, вып. 3.
14. А. Д. Шелковников. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— Материалы по геологии и полезн. ископ. Красноярск. края, 1962, вып. 3.

СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ЗАПАДНОГО САЯНА

На обширной территории Алтае-Саянской складчатой области Западный Саян в отношении магматизма является наименее изученным. ровадившимися в последнее время исследованиями были освещены вопросы формирования гипербазитовых и плагиогранитных массивов, также некоторых габбро-сиенитовых и сиенитовых интрузий, с которыми генетически связано железооруденение. Однако до сих пор эффузивный вулканизм этого региона почти не изучен и в немногочисленных опубликованных работах можно найти лишь отрывочные сведения по тому вопросу.

Автор в период с 1955 по 1958 г. проводил тематические исследования в северной части Западного Саяна. В процессе исследований удалось собрать материал по нижнекембрийской спилито-кератофировой формации, породы которой под названием андезитовых порфиритов и пьбитофиров впервые были кратко охарактеризованы И. К. Баженовым [1, 2], считавшим их продуктами наземных излияний. Более поздними работами О. К. Полетаевой и Е. И. Шатрова, а затем и А. Г. Сивова [7] были внесены существенные поправки в определение возраста названных эффузивов, уточнены петрографический состав эффузивной массы и ее положение в общей структуре региона. Все это позволило Г. Сивову в 1948 г. впервые выделить нижнемонокскую формацию (виту), в которую вошли упомянутые вулканические породы и сопровождающие их осадочно-пирогенные образования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

В геологическом строении района главное место принадлежит нижнепалеозойским образованиям кембрийского возраста. По северному склону Западного Саяна они протягиваются различной ширины полосой, захватывая верховья и среднее течение рек Большой и Малой Шуши, Сизой, Уя, Соса, уходя далее на левобережье р. Абакан до устья р. Матур. На восток от р. Большой Шуши аналогичные породы кембрия прослеживаются в бассейне рек Ои, Нарыссы и дальше — в южной части Восточного Саяна.

Сводный стратиграфический разрез в пределах северного склона Западного Саяна может быть представлен следующим образом.

Наиболее древними являются докембрийские кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы джебашской свиты, которые образуют широкодислоцированный фундамент, выступающий южнее области распространения вулканических пород.

К метаморфическим сланцам через ясно выраженный дизъюнкты примыкают фаунистически охарактеризованные отложения нижнекембрийской чингинской свиты, представленные углисто-кремнистыми сланцами, микрокварцитами, известково-глинистыми сланцами, различными песчаниками и известняками, а также метаморфизованными основными и кислыми эффузивами.

На породах чингинской свиты с явным угловым несогласием лежит комплекс эффузивных и обломочно-вулканических пород спилито-кератофировой формации и подчиненных им пачек туфов, яшм и лидит которые в совокупности и составляют нижнемонокскую эффузивную свиту.

Во многих местах породы спилито-кератофировой формации проявляются телами майнской плагиигранитной интрузии, сохраняясь в виде останцев ее кровли.

На размытой поверхности нижнемонокских эффузивов располагаются осадочные образования нижнекембрийской верхнемонокской свиты, содержащей в основании довольно мощные горизонты базальных конгломератов с галькой пород спилито-кератофировой формации майнской интрузии, которые выше сменяются археоциатовыми известняками и обломочными породами.

В окрестностях Абаканского завода на размытую поверхность пород верхнемонокской свиты трансгрессивно налегают фаунистически охарактеризованные образования арбатской свиты среднего кембрия, представленные обломочными породами типа разнозернистых песчаников алевролитов и глинистых сланцев.

Общая мощность кембрийских свит составляет около 8—10 км. Породы более молодого возраста, за исключением маломощных рыхлых четвертичных накоплений, в изученном районе отсутствуют.

Перечисленные в разрезе свиты кембрия в совокупности образуют выдержанную структуру близкого к широтному направления, которая еще более подчеркивается линейным расположением массивов майнского интрузивного комплекса и направленностью регионального тектонического шва, отчленяющего образования Западного Саяна от красочных осадочных накоплений Минусинской котловины. В отдельных участках линейный характер окаймляющей Западный Саян структура несколько осложняется наличием меридиональных дизъюнктивов с амплитудой смещения от нескольких десятков метров до 1,5 км.

Стратиграфическое положение и возраст пород спилито-кератофировой формации в настоящее время устанавливаются достаточно определенно. Нижний и верхний возрастные пределы ее укладываются в рамки нижнего кембрия, поскольку спилиты и кератофиры несогласно лежат на породах чингинской свиты и, в свою очередь, трансгрессивно перекрываются накоплениями верхнемонокской свиты, базальные конгломераты которой содержат гальку пород спилито-кератофировой формации.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ

Вулканические породы спилито-кератофировой формации, тесно пространственно ассоциируя с массивами майнского плагиигранитного комплекса, почти непрерывно прослеживаются от р. Шушь на востоке до р. Матур, левого притока р. Абакан, на западе, протягиваясь более чем на 200 км.

Ширина полосы колеблется в значительных пределах, расширяясь до 12—15 км в междуречье Катамора и Калы, где на протяжении 2 км эффузивы полностью перекрывают плагиигранитную интрузию, и сужаясь до 0,2—0,5 км у р. Енисей. В наиболее высоких участках ра

роды упомянутой формации встречаются в виде останцев кровли на те интрузивов, причем площадь некоторых из них составляет несколько квадратных километров.

Пирогенно-осадочные образования слабо дислоцированы и собраны полого складки субширотного простираения с падением крыльев на о-восток и северо-северо-запад под углами 15—25°. В отдельных стах картина усложняется появлением мелких складок второго порядка.

В петрографическом отношении спилито-кератофировая формация представляет собою комплекс эффузивных и обломочно-вулканических пород с подчиненными им прослоями кремнистых сланцев (лидитов) и точных яшм. Наибольшим развитием пользуются породы основного да — спилиты и диабазы. В несколько меньших количествах встречаются кварцевые и бескварцевые кератофиры и спилитовые порфиры. Туфы и другие пирокластические образования занимают обширные территории и подчас преобладают над кислыми лавами.

Вследствие плохой обнаженности стратиграфическая последовательность пород формации устанавливается с трудом. Однако собранный материал уже сейчас позволяет говорить о том, что в ее основании в ученном районе располагаются спилиты и диабазы, занимающие значительные площади. Особенно хорошо это видно в глубоко эродированных участках, т. е. в бортах речных долин (верхнее течение рек Соса, Индырлы, Средних Ут, Дехановки, Бей и нижнее течение р. Сизой). Кроме того, незначительной мощности многочисленные останцы кровли, несомненно представляющие низы формации, в право- и левобережной части Енисея слагаются исключительно спилитами. В этих местах в вершине ключа Большой Карак, а также на левом водоразделе р. Уй со спилитами тесно ассоциируют маломощные прослои лавных яшм со скелетами кремнистых губок и темных лидитов. В некоторых случаях кремнистые породы были встречены вместе с туфами илитов и кератофиров (северный склон горы Мартышкиной).

Кератофиры и их туфы встречаются всегда вместе, находясь в сложных взаимоотношениях. Часто наблюдается переслаивание кислых лав туфогенно-обломочным материалом, лишенным какой-либо видимой ориентировки. В большинстве случаев и те и другие располагаются стратиграфически выше спилитов. Это хорошо можно наблюдать на водораздельных гривах южнее дер. Сабинки. Здесь породы описываемой формации имеют почти горизонтальное залегание и рины водоразделов слагаются кератофирами, несколько ниже сменяющимися их туфами. Спилиты же появляются в основании формации, приурочиваясь к наиболее гипсометрически низким горизонтам.

На левобережье р. Абакан, на горе Голой, в громадных скальных обнажениях, видно, что на шаровых спилитах залегают флюидальные рые кератофиры, образующие поток трехметровой мощности. На кератофирах располагается маломощная пачка туфобрекчий, которая гипсометрически выше сменяется массивными диабазами, переходящими на расстоянии 4 км от подошвы второго потока в шаровые спилиты.

Отмеченная выше закономерность в последовательности лавовых лияний усложняется тем, что в некоторых участках наблюдаются пачки диабазовых порфиритов и диабазов, секущие кератофиры и туфы. В отдельных случаях отмечалось налегание спилитов на кератофиры, но выяснить, каковы их формы залегания, к сожалению, удается не всегда. Кератофиры повторных излияний в большинстве случаев уничтожены денудацией и сохраняются очень редко. Ни макроскопически, ни микроскопически они ничем не отличаются от предшествовавших им кислых лав.

Такие особенности взаимоотношений пород спилито-кератофировой формации свидетельствуют о том, что в период ее формирования имел место чередование излияний основных и кислых лав и что, следовательно, спилиты и кератофиры — продукты 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).

Спилиты и диабазы

Под таким названием ниже будут охарактеризованы все основные породы, которые были встречены в составе спилито-кератофировой формации. Среди них имеются и собственно спилиты, типичным признаком которых является присутствие в их составе полностью альбитизированного плагиоклаза, и диабазы, содержащие первичный основной плагиоклаз.

Такое объединение основных пород в одну группу вызвано тем, что во многих случаях практически невозможно провести резкую границу между диабазами и спилитами, так как и те и другие взаимно связаны постепенными переходами даже в пределах очень небольших выходов коренных пород. Поскольку они представляют естественную геологическую ассоциацию, их описание проводится совместно.

Условия обнаженности во многих случаях сильно затрудняют наблюдения над формами залегания. Однако детальные исследования позволяют составить о них некоторое представление. Для диабазов наиболее характерными являются крутопадающие дайки, мощностью от 1 до 15 м. Несколько таких даек, сложенных очень свежими породами, было встречено в южной части района, в верховьях р. Бей, среди интенсивно дислоцированных пород чингинской свиты. Кроме того, аналогичные дайки секущие кератофиры и их туфы, наблюдались южнее дер. Сабинки. По-видимому, они представляют корневые части смытых покровов.

Эллипсоидальной формы нэкк диабаза с размерами 50×75 м обнаружен по Романовской Бее, где, кстати сказать, особенно широко площадным распространением пользуются спилиты. Макроскопически диабазы нэкка довольно резко отличаются от аналогичных тонкозернистых разновидностей своей зеленовато-серой окраской и среднекристаллической структурой.

В мощном спилитовом покрове в левом борту р. Сос плотные оливковые диабазы, занимающие нижнюю треть покрова, постепенно переходят в тонкозернистые миндалекаменные спилиты с кое-где намечающейся порфировой структурой. В верхней части покрова количественно или сильно растянутых миндалин, выполненных халцедоном, карбонатом и отчасти хлоритом, резко возрастает и порода по внешнему облику напоминает афирмовый миндалефир.

Мощные потоки диабазов широко развиты на левобережье Абакана, где гипсометрически выше они постепенно сменяются шаровыми спилитами.

Для спилитов, по-видимому, наиболее характерны покровы и режущие потоки. В восточной части района, на самой вершине правого водораздела р. Сизой, темно-серые спилиты образуют мощный покров с прекрасно выраженной шаровой отдельностью. Подушки неплотно прилегают друг к другу, и наиболее крупные из них имеют сплюснутую форму. Размеры их различны. Обычные подушки с поперечником от 1 до 1,5 м и больше, в промежутках между которыми располагаются более мелкие изометрические шаровые образования с размерами 10—20 см. В периферических частях их появляются миндалины, выполненные темне-

зеленым хлоритом. Цементирующий материал чаще всего кремнистый пронизан многочисленными жилками эпидота.

На правобережье Енисея подобные шаровые лавы наблюдались в ерховьях рек Калы и Бей. В среднем течении последней спилиты образуют еще более крупные подушки (до 2,5—3 м), которые довольно лотно прилегают друг к другу и узнаются по параллелепipedальной тдельности. При выветривании более мелкие формы проявляют хорошо выраженную скорлуповатость.

Диабазы по внешнему виду заметно отличаются от других пород анного типа. Это в большинстве случаев зеленовато-серые мелко- или реднекрystalлические породы, в афанитовых разностях приобретающие зеленовато-черную окраску. На выветрелой поверхности характерно оявление грязно-бурой корки. Массивные и плотные текстуры в поровных диабазах постепенно сменяются миндалекаменными с признаками флюидалности. Миндалины, выполненные хлоритом, мелкие, и их размеры не превышают несколько миллиметров.

Под микроскопом по минералогическому составу и структуре можно выделить несколько разновидностей: 1) оливиновые диабазы, 2) безоливиновые диабазы и 3) уралитизированные диабазы.

Главными минералами оливиновых диабазов являются основной плагиоклаз, оливин, моноклинный пироксен. Из вторичных продуктов присутствуют тальк, серпентин, изредка кальцит. Аксессуары представлены елками ксеноморфными зернами магнетита.

Оливин всегда образует фенокристаллы с размерами до 1,2—1,5 мм, о сохраняется редко. Обычно в шлифах наблюдаются псевдоморфозы елчочешуйчатого талька, светло-зеленого серпентина и карбоната оливины, наличие которого в породе устанавливается по гексагональным сечениям и характерным вторичным продуктам. В краевых частях зерен оливина по трещинам располагается тонкая сыпь рудного вещества.

Плагиоклазы в фенокристаллах отсутствуют и вместе с пироксенами лагают основную массу, имеющую или спутанно-волоknистую, или иабазовую структуру. Последнюю можно было бы назвать и пилотакитовой, но в промежутках между микролитами стекла нет, и его место занимают зернышки моноклинного пироксена. Полисинтетически сдвойникованные микролиты плагиоклаза, образующие войлок, имеют сильно вытянутые формы (отношение поперечных размеров к продольным колеблется от 1 : 10 до 1 : 15). Содержание аюртитовой молекулы не превышает 52—58%. Обычны двойники по \perp (010).

Моноклинный пироксен основной массы представлен многочисленными мелкими (0,1—0,3 мм) зернышками бесцветного авгита, которые олностью занимают промежутки между лабрадором. $Ng=1,732$; $n_p=1,710$; $Ng - Np=0,022$. Угол $c : Ng$ обычно не превышает 40—41°. аких-либо вторичных продуктов по пироксену не наблюдается.

Безоливиновые диабазы макроскопически мало чем отличаются от ервой разновидности. В них более отчетливо проявляется порфировая структура. Фенокристаллы представлены зеленовато-серым плагиоклазом и удлиненными призмочками пироксена, беспорядочно расположенными на зеленовато-сером фоне породы.

Минералогический состав довольно однообразен: плагиоклаз (альитизированный лабрадор), пироксен, иногда бурая призматическая оговая обманка. Вторичные продукты представлены актинолитом и в ебольших количествах встречающимися кварцем, хлоритом и магнетитом.

Типичны диабазовые структуры. Промежутки между зернами плагиоклаза заняты авгитом, а в некоторых случаях и раскристаллизованным стеклом, перешедшим в агрегат хлорита и актинолита. Кое-где

в основной массе встречаются мелкие ксеноморфные зернышки вторичного кварца.

Плагиоклазы образуют основную массу, реже присутствуя в фенокристаллах. В последнем случае в нескольких зернах наблюдалась зональность. Вкрапленники плагиоклаза содержат 50—55% анортитовой молекулы. Краевые части отвечают андезину № 36—38.

В большинстве изученных образцов наблюдается альбитизация основных плагиоклазов. Во вкрапленниках альбит развивается пятнами с характерной пелитизацией. Микролиты основной массы полностью альбитизированы и имеют прозрачные каемки вокруг пелитизированной центральной части. Кое-где у альбита наблюдается полисинтетические двойники.

Бесцветный моноклинный пироксен представлен авгитом с углом $c:Ng=41-42^\circ$. Все оптические свойства его совершенно аналогичны пироксену из оливинных диабазов. Интересно отметить, что авгит присутствует и в фенокристаллах (0,8—1,2 мм) и в основной массе (0,1—0,2 мм). Крупные его кристаллы иногда сдвойникованы и имеют брусчато-призматическую форму. Количество мелких зерен в отдельных образцах очень велико, и отношение плагиоклазов к пироксену составляет 1:1. Во вкрапленниках иногда заметна актинолитизация пироксена по спайности с образованием небольших количеств магнетитовой пыли.

Вместе с авгитом в основной массе встречаются субмикроскопические чешуйки хлорита и редкие ксеноморфные зернышки кварца. Редкие миндалины выполнены радиально-лучистым агрегатом хлорита и реже актинолита.

Уралитизированные и сосюритизированные диабазы отличаются от описанных интенсивной постмагматической переработкой с образованием большого количества зеленых вторичных минералов, вследствие чего породы приобретают хорошо заметную зеленую окраску.

Первичный минералогический состав этих диабазов совершенно аналогичен базальтовым разностям. Однако полевые шпаты в фенокристаллах и в основной массе интенсивно сосюритизированы и переполнены мелкозернистым агрегатом хлорита, минералов группы эпидота и отчасти кварца. Пироксены в отдельных образцах частично сохраняются: во вкрапленниках, но мелкие зерна, как правило, замещены либо бледно-зеленым актинолитом, либо хлоритом. Стекла нет. Промежутки между разложенными микролитами плагиоклаза целиком состоят из хлорита, вторичной роговой обманки и зернышек магнетита, что и обуславливает диабазовую структуру пород. Спилиты пользуются значительным распространением по сравнению с описанными выше диабазами.

По внешнему виду они представляют собою тонкозернистые миндалекаменные, реже плотные темно-зеленые, зеленые или зеленовато-серые породы с отчетливо выраженным подушечным или шаровым сложением. Мелкие шаровые образования цементируются лавовым материалом или яшмами и в большинстве случаев имеют более или менее правильное концентрически-зональное строение. Внешняя зона на выветрелой поверхности имеет пористое сложение, напоминая пузыристую лаву. В свежем изломе многочисленные поры обычно выполнены мелкозернистым агрегатом хлорита, халцедона, кварца, актинолита, кальцита и значительно реже альбита. Ширина зоны в разных образцах колеблется от 2 до 10 см.

Внешняя существенно миндалекаменная оторочка к центру сменяется плотными или, во всяком случае, с меньшим количеством минералов спилитами, имеющими скрытокристаллическое или тонкозернистое строение.

Главные составные части спилитов — плагиоклаз и пироксен; вместо эсследного может быть бурая роговая обманка. Стекло присутствует асто, хотя, как правило, оно разложено. По степени раскристаллизованности среди спилитов можно выделить три основные разновидности: 1) раскристаллизованные спилиты, 2) микролитовые спилиты с разложенным «стеклом», 3) микролитовые спилиты со стекловатым базисом.

Микролиты плагиоклаза во многих образцах свежие или слегка элитизированные. Количество их непостоянно. Часто лейсты плагиоклаза располагаются беспорядочно или образуют войлок. Плагиоклаз фенокристаллах редок и всегда альбитизирован. Микролиты проявляют двойниковую структуру и представлены альбитом № 7—10.

Моноклинный пироксен находится в подчиненном количестве и образует мелкие бесцветные ксеноморфные или гипидиоморфные рельефные зрнышки, располагающиеся в интерстициях между лейстами плагиоклаза. Из-за малых размеров зерен свойства пироксенов определяются с рудом. Угол $c : Ng$ в пироксенах из разных шлифов варьирует в пределах от 43 до 38° , но обычно около 42° . Другие оптические свойства: $m = 1,689$, $2V =$ от 48 до 54° . Судя по этим данным, пироксен по составу отвечает маложелезистому авгиту.

Амфибол вместе с пироксеном часто присутствует в промежутках между плагиоклазами. Слегка вытянутые или изометричные зернышки го имеют буроватую окраску. Кое-где наблюдаются простые двойники. $c : Ng = 16—18^\circ$, $2V = -74^\circ$, окраска по Ng — темная, буровато-желтая, по Np — светло-желтая. По составу относится к обыкновенным роговым бманкам.

Магнетит присутствует во всех породах в постоянных количествах. Только в двух случаях наблюдалось очень высокое его содержание. Характерно, что при этом магнетит образовывал не изометрические зерна, как это обычно наблюдается, а вытянутые игольчатые кристаллики, бразующие «метелки» и «щетки», нарастающие на лейсты альбита и ерна темноцветов. Участками магнетит образует спутанно-решетчатые агрегаты.

Хлорит развивается по стекловатому базису, полностью или частично его замеща. Агрегаты очень тонкозернистые, и определить оптические свойства его почти невозможно. Видно лишь, что мелкие чешуйки ли совершенно изотропны, или имеют серую аномальную интерференционную окраску.

Кальцит с хорошо видимыми перекрещивающимися двойниками асто присутствует как в основной массе, так и в миндалинах, где обычно располагается в их центральных частях.

Совершенно прозрачный гидротермальный альбит с простыми двойничками или без них образует слегка вытянутые кристаллики, обрастающие стенки миндалин. $2V$ — большой, $Nm = 1,550$.

Халцедон наблюдается только в миндалинах, где он образует радиально-лучистые сферолиты. Иногда вместе с альбитом и хлоритом в индалинах встречается агрегативный кварц. Редкие зернышки вторичного кварца встречаются и в основной массе спилитов.

Выше уже отмечалось, что среди спилитов выделяются несколько разновидностей, отличающихся степенью раскристаллизованности. Несколько слов о их структурах.

Раскристаллизованные спилиты лишены стекла и целиком состоят з удлинённых лейст альбита и зернышек пироксена или амфибола, асполагающихся в интерстициях между плагиоклазами. Эти разновидности спилитов имеют микрофитовую или микродолеритовую структуру.

Микролитовые спилиты с разложенным стеклом распространены олее, чем все другие. В отличие от первой разновидности они содержат

Химический состав пород спилитового ряда
(в вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,50	54,04	51,66	49,34	50,82	49,60	54,25	49,52	54,28
TiO ₂	0,87	0,85	0,50	1,70	0,96	—	—	0,94	—
Al ₂ O ₃	12,92	12,58	17,08	14,67	14,83	17,43	15,62	14,73	14,31
Fe ₂ O ₃	2,95	3,39	2,82	4,46	4,01	3,19	4,10	6,22	6,69
FeO	6,37	5,48	7,93	7,86	11,30	8,48	7,58	6,63	7,92
MnO	0,15	0,13	0,21	0,25	0,29	—	—	0,19	—
MgO	4,70	3,92	5,97	7,80	5,87	5,24	4,50	3,84	4,00
CaO	11,65	11,63	9,09	9,00	7,02	8,55	7,14	8,29	4,69
Na ₂ O	2,28	2,12	2,18	2,32	2,13	3,69	3,25	4,69	5,53
K ₂ O	0,14	0,08	0,41	0,21	0,22	0,20	0,18	0,10	0,46
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,078	0,29	0,20	—	—	0,22	—
П. п. п.	5,12	5,39	2,20	2,27	3,40	2,95	2,69	4,52	1,34
Σ у м м а	99,80	99,77	100,12	100,19	100,55	99,03	99,31	99,89	99,22

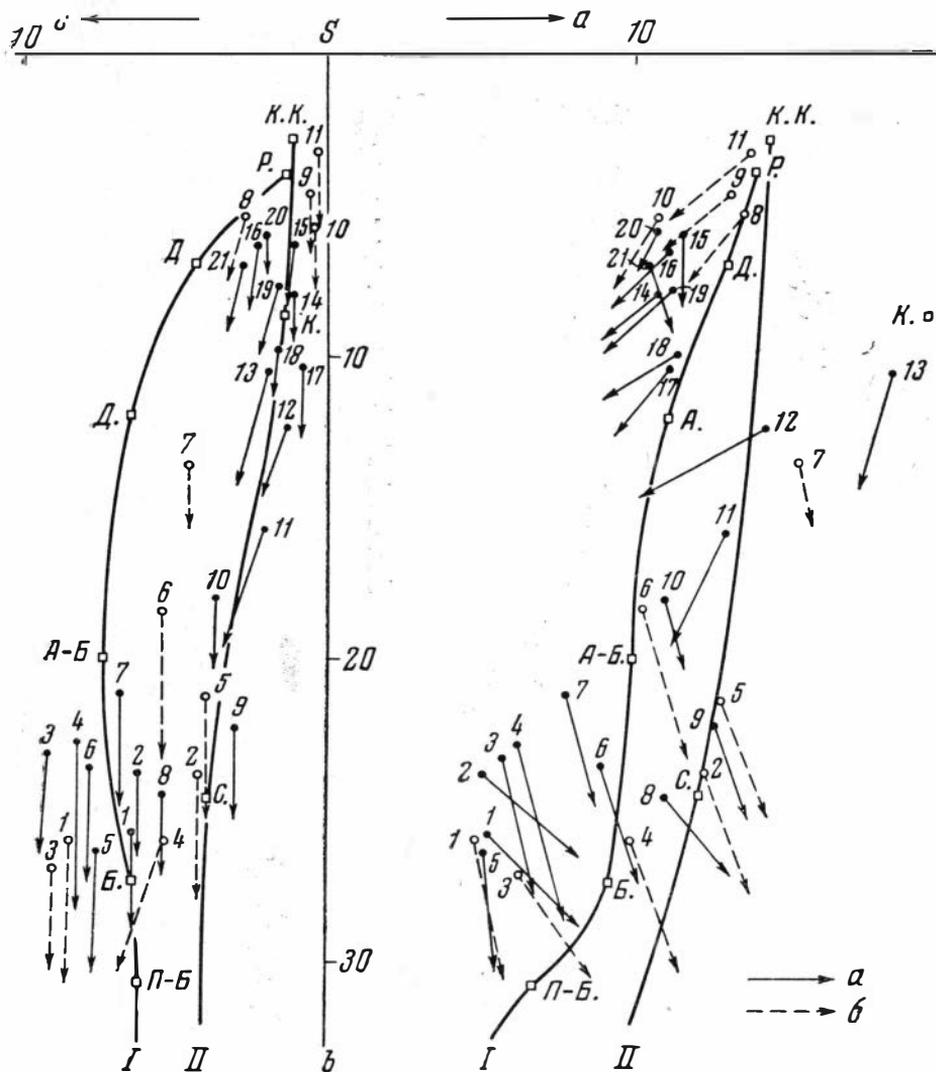
Числовые характеристики, по А. Н. Заварницкому

№ анализа	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	ψ	Q	a:c
1	5,2	6,3	25,8	62,7	35,3	32,1	32,6	97,3	1,2	10,4	+8,7	0,8
2	5,0	6,3	23,7	65,0	36,2	28,3	35,5	97,1	1,1	12,6	+14,7	0,8
3	5,7	9,2	23,3	61,8	44,6	45,3	10,1	89,7	0,7	10,4	+3,0	0,6
4	5,9	7,9	22,4	63,8	19,3	62,6	18,1	94,8	2,4	18,1	+7,9	0,7
5	5,1	7,7	26,4	60,8	56,7	39,0	4,3	94,4	1,3	13,4	+3,7	0,7
6	8,9	7,8	23,5	59,6	47,0	39,6	13,4	96,7	—	18,6	-6,4	1,1
7	7,8	6,9	21,2	64,1	52,7	37,6	9,4	96,4	—	26,9	+5,7	1,1
8	10,9	5,4	24,7	59,0	49,6	27,2	23,2	98,6	1,4	22,3	-9,2	2,0
9	12,9	3,1	22,5	61,5	58,6	29,9	11,5	94,7	—	38,0	-5,9	4,2

Примечание. 1 — темно-зеленый шаровой диабаз, правый борт долины кл. Ладчине обр. 6; 2 — тонкозернистый диабаз с интерсертальной структурой, вершина кл. Ладчина, обр. 751; 3 — массивный серовато-зеленый диабаз, вершина кл. Сейского, обр. 15; 4 — темно-серый мелкозернистый оливиновый диабаз с пилотакситовой, местами диабазовой структурой основной массы, правый водораздел р. Сизой, обр. 1318; 5 — шаровой спилит со спилитовой структурой основной массы, обр. 506; 6 — зеленовато-серый тонкозернистый спилит с микропйкилитовой основной массой; правый борт долины р. Калы в ее среднем течении, обр. 91; 7 — тонкозернистый шаровой спилит со спилитовой структурой основной массы, окрестности дер. Дехановки, обр. 1191; 8 — миндалякаменный шаровой спилит из обнажения в устье р. Матур, обр. 1052; 9 — шаровой зеленый спилит со спилитовой структурой, 3 км западнее дер. Калы, обр. 1100.

значительное количество стекла, перешедшего в агрегат хлорита вместе с которым часто встречается магнетит, реже кварц, актинолит и карбонат. Чаще всего наблюдается спилитовая структура и лейцит-плагноклаза погружены в хлоритовый мезостазис. Не менее характерна и гналофитовая структура, когда некоторые участки между плагноклазами наряду с разложенным стеклом заняты пироксеном или амфиболом.

Микролитовые спилиты со стекловатым базисом также очень распространены. Стекло имеет бурую окраску, изотропно или слегка



фиг. 1. Диаграмма химических составов пород спилито-кератофировых формаций крестностей месторождений Блявы на Урале и северного склона Западного Саяна (по А. Н. Заварицкому)

— породы Западного Саяна: 1 — шаровой диабаз; 2 — диабаз; 3 — диабаз; 4 — олиновый диабаз; 5 — шаровой спилит; 6 — тонкозернистый спилит; 7 — шаровой спилит; 8 — спилит; 9 — шаровой спилит; 10, 11, 12, 13 — спилитовые порфиристы; 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21 — кварцевые и базокварцевые кератофиры
 — породы Блявы: 1 — диабаз; 2 — спилит; 3 — микролитовая разность с лабрадором; 4 — диабаз с альбитом; 5 — спилит; 6 — вариолит; 7 — спилитовый порфирит; 8 — роговообманковый порфирит; 9 — кварцевый кератофир; 10 — кварцевый кератофир; 11 — кварцевый кератофир.
 — вариационная линия пород нормального щелочно-земельного ряда; П — вариационная линия илито-кератофировых пород; С — средний спилит; К — средний кератофир; КК — средний кварцевый кератофир

оляризуется свет. Окраска его обусловлена присутствием окислов железа ли пелитовым веществом. Весьма характерны пилотакситовые, интерертальные или гиалопилитовые структуры. Плагиоклаз всегда представлен альбитом.

Представление о химическом составе описываемых пород дают анализы, помещенные в табл. I. Все анализы выполнены в химической лаборатории Красноярского геологического управления.

Не останавливаясь на сравнительной петрохимической характеристике пород, которая будет дана ниже, отметим только их основные особенности.

Анализы диабазов (1—4) по составу ближе всего к среднему диабазу, хотя заметно отличаются от него меньшим содержанием щелочей, что обуславливает их отклонение на диаграмме (см. фиг. 1) в сторону кальций-базальтового ряда.

Эта же тенденция проявляется и у части спилитов (анализы 5, 7), хотя типичные представители почти ничем не отличаются от среднего спилита ($a : c = 3,1-5,4$).

Спилитовые порфириды

Породы этой группы являются переходными от спилитов к кератофирам. Предложенный А. Н. Заварицким термин «спилитовый порфирит» указывает на принадлежность породы к спилито-кератофировой формации.

Выше уже было показано, что спилиты переходят в диабазы, содержащие основной плагиоклаз. Аналогичным образом и в спилитовых порфиритах наблюдаются постепенные переходы к порфиритам, в которых фенокристаллы плагиоклаза имеют состав андезина или андезин-олигоклаза.

Спилитовые порфириды по распространенности значительно уступают спилитам. Выяснить их первичные формы залегания удается с еще большим трудом. Дайка порфиритов, мощностью около 3 м и протяженностью около 80 м, была встречена близ Маинского рудника, где она пересекает спилиты. Более обычными являются, по-видимому, потоки. Один из них наблюдался на вершине левого водораздела р. Калы, где он располагается среди туфов.

Кстати, отметим, что порфириды довольно часто ассоциируют с туфогенными накоплениями.

Макроскопически породы имеют зеленовато-серую окраску, нередко с лиловым оттенком, на более темном фоне которой хорошо выделяются вкрапленники фарфоровидного мутного плагиоклаза. Вместе с плагиоклазом в фенокристаллах иногда присутствует призматическая темно-зеленая роговая обманка. Размеры порфиристых выделений плагиоклаза достигают 3—4 мм, роговой обманки — до 5 мм. Весьма обычным является присутствие эллипсоидальных миндалин, выполненных эпидотом, кварцем, хлоритом, иногда карбонатом и гидротермальным альбитом.

Фенокристаллы. Количество вкрапленников плагиоклаза в образцах из разных мест различно. В среднем они составляют 15—20% от общей массы породы. Таблитчатые кристаллы плагиоклаза часто образуют кучечные скопления или сростки, что обуславливает появление гломеропорфиристых структур. Фенокристаллы значительно разложены. По ним часто развивается эпидот, мелкочешуйчатый серицит и в некоторых случаях кальцит.

Альбитизация плагиоклаза проявляется в образовании неправильных пятен вторичного альбита, который окрашен пелитовым веществом в бурый цвет. При повороте столика наблюдается несколько различная оптическая ориентировка зерна «хозяина» и новообразованного альбита.

В более свежих кристаллах видна двойниковая структура с кое-где проявляющейся зональностью. Содержание анортитовой молекулы колеблется в небольших пределах (33—37%). В двух случаях было отмечено двойникование по альбит-эстерельскому закону, хотя более обычными являются карлсбадские двойники.

Роговая обманка в фенокристаллах замещена хлоритом или уралитом, а оптические константы определить не удастся. Форма зерен ее призматическая, вытянутая.

Основная масса. Наиболее характерной структурой основной массы является пилотакситовая. В промежутках между микролитами плагиоклаза, образующими войлок, располагаются отдельные мелкие зернышки вторичного кварца, листочки хлорита и зернышки магнетита. Особенно часто промежутки выполняет мелкочешуйчатый хлорит с мелкой сыпью магнетита.

Лейсты плагиоклаза располагаются беспорядочно с образованием полигональных ячеек и структура приближается к интерсертальной. Стекловатый мезостазис не характерен, но иногда все-таки встречается. Чаще стекло разложено в пелитовый агрегат с тонкой примесью кварца, карбоната и вторичной роговой обманки. В единичных случаях отмечалось присутствие в интерстициях мелких зернышек пироксена, частично замещенного актинолитом.

Плагиоклаз основной массы редко бывает свежим и обычно замещается буроватым альбитом, что особенно характерно для центральных частей зерен. Краевые зоны могут быть свежими.

Миндалины обладают овальной или лапчатой формой. Они выполнены хлоритом типа пеннина, радиально-лучистым халцедоном, мозаичным кварцем и эпидотом (пистацитом). Краевые части крупных миндалинок часто обрастают водяно-прозрачными идиоморфными призмочками гидротермального альбита, который хорошо узнается по простым двойникам, двупреломлению ($N_g - N_p = 0,010$) и по двуосности с положительным оптическим знаком.

Химический состав

Некоторые из химических анализов спилитовых порфиритов приведены в табл. 2.

Из приведенных данных видно, что анализ 10, по-видимому, отвечает переходной разности от спилитов к спилитовым порфиритам и наиболее близок к породам андезит-базальтовой ветви (см. фиг. 1). Однако от андезит-базальта он отличается повышенным отношением щелочей к полевошпатовой извести ($a:c=3,1$) и несколько меньшим содержанием темноцветов ($b=17,9$).

Типичные спилитовые порфириты представлены анализами 11—13. Это особый тип пород, значительно отличающийся от наиболее близкого к нему андезита преобладанием щелочей над полевошпатовой известью, с одной стороны, и отсутствием извести в составе темноцветов, с другой.

Кератофиры

Кислые породы спилито-кератофировой формации чаще всего встречаются в центральной части изученного района, где они образуют потоки, дайки и, реже, покровы. Впрочем, нет твердой уверенности в том, что последние действительно существуют. Скорее всего такие «покровы» представляют собой серию потоков кератофиров, постоянная ассоциация которых с туфами того же состава приводит к образованию более крупных площадных форм. В этой связи интересно отметить приуроченность к таким участкам нэккообразных форм кератофиров с перечными размерами 25—35×40—50 м. Для них характерна столбчатая или брусковидная отдельность, отсутствующая в окружающих породах.

Характерной особенностью описываемых кератофиров является постоянное присутствие изометрических идиоморфных фенокристаллов

Химические анализы спилитовых порфиров
(в вес %)

Окислы	10	11	12	13
SiO ₂	59,08	61,56	64,75	60,24
TiO ₂	1,08	0,80	—	—
Al ₂ O ₃	13,45	15,25	16,75	17,48
Fe ₂ O ₃	5,06	3,67	3,47	3,70
FeO	8,30	4,15	2,70	2,60
MnO	0,14	0,10	—	—
MgO	2,71	3,68	1,72	2,39
CaO	3,94	1,81	1,20	1,74
Na ₂ O	4,82	4,73	5,60	6,43
K ₂ O	0,25	2,00	1,58	2,95
P ₂ O ₅	0,18	0,17	—	—
П. п. п.	1,96	2,21	1,58	1,92
С у м м а	100,97	100,13	99,35	99,92

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ анализа	a	c	b	s	n	f'	m'	a' (c')	a:c	q
10	11,0	3,5	17,9	67,6	96,2	68,0	25,2	(6,8)	3,1	+9,7
11	13,0	2,1	15,7	69,2	78,3	44,9	38,9	16,2	6,1	+10,3
12	14,3	1,4	12,5	71,8	84,1	37,2	22,4	40,4	10,2	+13,6
13	18,3	2,0	10,7	69,0	76,8	52,2	37,6	10,2	9,1	-0,6

Примечание. 10 — спилитовый порфирит с интерсертальной структурой, обр. 49
 11 — спилитовый порфирит с альбитизированными фенокристами плагиоклаза, обр. 835а
 12 — пилотакситовый спилитовый порфирит, обр. 581; 13 — пилотакситовый спилитовый порфирит со стекловатым мезостазиом, обр. № 583.

полупрозрачного кварца. В тех очень редких случаях, когда кварц не образует вкрапленников, он всегда наблюдается в основной массе. Такие породы в отличие от кварцевых кератофилов правильнее называть базокварцевыми кератофирами, хотя существенной разницы в химическом составе между теми и другими нет.

Кварцевые кератофиры макроскопически представляются зеленовато-серыми, серыми или лиловыми порфировыми породами с тонкозернистой, а подчас и неразличимозернистой основной массой. На ее темном фоне отчетливо видны крупные (0,5—1,5 см) вкрапленники прозрачного кварца. Довольно многочисленны таблички белого альбита. Количество миндалин по сравнению со спилитами резко сокращается. Обычно они заполнены халцедоном, кварцем, хлоритом, эпидотом, изредка кальцитом.

Фенокристаллы под микроскопом представлены кварцем и плагиоклазом. Кварц обычно идиоморфен и несколько оплавлен. Под воздействием основной массы его кристаллы корродируются с образованием вдающихся бухтообразных форм. Кое-где наблюдается катаклаз, проявляющийся в волнистом или облачном погасании зерен. Вокруг порфировых вкрапленников кварца нередко образуются псевдосферолитовые оторочки, шириной в 0,1—0,6 мм.

Таблички альбита расположены в породе равномерно или обра-

уют гломеропорфиновые скопления, состоящие из трех-четырех и более индивидов, размеры которых не превышают 0,5—1,5 мм. Фенокристаллы слегка пелитизированы и чаще всего представляют собой простые двойники. Многочисленные замеры состава плагиоклазов показали, что содержание анортитовой молекулы колеблется от 2 до 7%. Чаще всего двойникование наблюдается по закону [001] ($DNg=74^\circ$, $DNm=17^\circ$, $DNp=84,5^\circ$). Плоскость срастания [010] ($PNg=17^\circ$, $PNm=73^\circ$, $PNp=87,5^\circ$, т. е. содержание анортита равно 2%; $+2V=74-78^\circ$).

Основная масса. По структурам основной массы могут быть выделены несколько разновидностей кварцевых кератофигов.

Первая и наиболее распространенная разновидность имеет сферолитовую структуру. Для нее характерно присутствие овальных или округлых сферолитов, имеющих радиальное строение и плотно прилегающих друг к другу. Промежутки между ними выполнены светло-зеленым хлоритом или пылеобразным магнетитом. Особенно хорошо такие структуры видны при одном никеле, когда можно отчетливо наблюдать на границах между ними скопления рудного вещества. Мельчайшие непрозрачные включения подчеркивают радиальное строение таких сферолитов.

Пожалуй, не менее часто, чем первая структура, встречается и такая ее разновидность, когда сферолиты разобщены и погружены в еще более тонкозернистый мезостазис, состоящий из чешуек хлорита, зернышек магнетита, кварца и альбита. Мелкие зерна этих минералов включены в сферолиты и структура становится пойкилито-сферолитовой. Описанная структура является переходной в собственно микропойкилитовую, для которой не характерны сферолитовые образования и основная масса состоит из ксеноморфных зерен кварца с игольчатыми включениями мелких призмочек альбита и чешуек хлорита. Много рудной сыпи.

Кварцевые кератофиры с фельзитовой основной массой встречаются очень редко. По величине зерен можно различать грубофельзитовые и криптокристаллические разновидности, основная масса которых и в том и в другом случае состоит из аллотриоморфного агрегата кварца, плагиоклаза и хлорита.

Базокварцевые кератофиры. Эта группа кератофигов отличается от предыдущих пород отсутствием кварца во вкрапленниках. Однако под микроскопом он хорошо виден в основной массе и его содержание достаточно велико, чтобы относить такие породы к кислым представителям спилито-кератофировой формации.

Базокварцевые кератофиры (для удобства мы их будем называть просто кератофирами) пользуются ограниченным распространением.

Кроме отмеченной выше особенности в отношении отсутствия кварца в фенокристаллах, кератофиры макроскопически ничем не отличаются от кварцевых кератофигов. Для них характерна серая окраска с зеленоватым или лиловым оттенком. В тонкозернистой основной массе рассеяны отдельные призмочки белого альбита с размерами до 1—2 мм. Некоторые из них водяно-прозрачны. Встречающиеся редкие эллипсоидальные миндалины заполнены обычными для кератофигов вторичными гидротермальными минералами (халцедоном, хлоритом, эпидотом и др.).

Под микроскопом хорошо видны порфиновые или гломеропорфиновые вкрапленники альбита (обычно с простыми двойниками), расположенные в сферолитовой или микропойкилитовой основной массе.

Эти структуры совершенно аналогичны описанным. Отметим только, что кварц в основной массе образует многочисленные ксеноморфные зерна, часто в тесном срастании с альбитом, что приводит

Химический состав кератофиров
(в вес. %)

Оксиды	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	73,40	74,62	73,07	71,40	71,62	72,22	72,92	71,47
TiO ₂	—	0,36	0,32	0,38	0,31	0,24	0,20	0,23
Al ₂ O ₃	11,62	11,31	12,07	13,12	12,72	12,51	11,68	12,18
Fe ₂ O ₃	2,05	2,96	1,38	1,85	2,11	0,71	0,21	0,69
FeO	3,99	3,00	4,70	5,25	5,10	4,04	4,37	4,73
MnO	—	0,04	0,10	0,11	0,07	4,06	0,04	0,10
MgO	0,74	0,79	0,74	1,37	0,93	1,10	0,55	0,92
CaO	1,09	1,14	2,00	0,72	1,38	1,44	2,26	2,75
Na ₂ O	5,13	5,44	4,72	5,28	4,76	3,88	4,80	3,88
K ₂ O	0,14	0,42	0,79	0,11	1,07	2,08	0,38	1,50
P ₂ O ₅	—	0,094	0,058	0,075	0,056	0,069	0,09	0,06
П. п. п.	1,00	0,55	0,92	0,20	0,60	1,08	2,22	0,90
Сумма	99,16	100,72	100,87	100,87	100,71	99,53	99,78	99,41

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>n</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>a' (c')</i>	+Q	<i>a:и</i>
14	10,8	1,3	8,0	79,9	98,8	67;2	14,8	18,0	36,9	8,;
15	11,7	1,3	6,5	80,5	95,6	80,0	20,0	(0,0)	36,3	9,;
16	11,1	2,2	6,7	80,0	89,4	80,4	17,6	(2,0)	35,6	5,;
17	11,2	0,8	10,5	77,5	98,8	60,9	21,1	18,0	31,8	14,;
18	11,4	1,6	10,0	77,0	86,5	62,6	14,2	23,2	29,6	7,;
19	11,2	1,6	7,9	79,3	74,1	54,2	22,5	23,3	34,6	7,;
20	10,8	2,1	5,7	81,4	95,0	74,1	16,5	9,4	39,1	5,;
21	10,4	2,8	7,0	79,8	80,7	71,2	22,1	6,7	36,0	3,;

Примечание. 14 — кварцевый кератофир со сферолитовой основной массой, обр. 1170; 15 — кварцевый кератофир с микропиклиговой основной массой, обр. 640; 16 — кварцевый кератофир со сферолитовой основной массой и сферолитовыми оторочками вокруг вкрапленников кварца, обр. 1090; 17 — кварцевый кератофир с микропиклиго-сферолитовой основной массой, обр. 1520а; 18 — кварцевый кератофир с альбитизированными вкрапленниками плагноклаза, основная масса грубофельзитовая, обр. 594; 19 — кварцевый кератофир с микропиклиговой основной массой, обр. 1051; 20 — безкварцевый розовый кератофир, обр. 1026; 21 — кварцевый кератофир с псевдосферолитовой основной массой, обр. 1056.

к возникновению в отдельных участках микрогранофировых структур. Мелкочешуйчатый хлорит и рудное вещество для основной массы обычны.

Химический состав кератофиров приведен в табл. 3 и на петрохимической диаграмме (см. фиг. 1). Из приведенных данных видно, что среди эффузивных пород нормального щелочно-земельного ряда част кварцевых кератофиров (анализы 14—16, 19—21) более всего отвечает кварцевый порфир, от которого они отличаются вдвое большим отношением Na₂O/K₂O (*n*), отсутствием пересыщенности глиноземом (анализы 15, 21) и несколько большим содержанием цветного компонента (*b*)

Другая часть кварцевых кератофиров (анализы 17, 18) по химическому составу отвечает слюдяному андезиту (по Дэли), характерн

ясь несколько большим содержанием глинозема (a^1) в составе фемических минералов, значительным преобладанием щелочей над полевопатовой известью ($a:c$) и большим отношением $Na_2O/K_2O(n)$.

Обломочно-вулканогенные породы

Обломочно-вулканогенные породы, относящиеся к спилито-кератировой формации, пользуются широким распространением и представлены вулканогенными агломератами, туфами и отчасти туффитами.

По составу среди этих пород можно выделить туфы спилитов, спилитовых порфиритов и кератофигов. Во избежание повторения мы не будем давать описания пород, находящихся в обломках, а остановимся лишь на некоторых особенностях состава и структур цементирующей массы.

Туфы спилитов и спилитовых порфиритов. Макроскопически туфы спилитов и спилитовых порфиритов представляются серовато-зелеными породами с ясной обломочной структурой. Угловатые обломки многочисленны, размеры их не превышают 5—10 см. Под микроскопом хорошо видна микролитовая структура обломков с кое-где встречающимися нокристаллами альбита. Характерно обилие хлорита и рудной пыли, вследствие чего обломки ясно выделяются своим более темным цветом. Цемент агломератов в одних случаях представлен слабо поляризующим разложившимся стеклом, забитым окислами железа и проявляющим кое-где перлитовую структуру. Характерно наличие многочисленных вытянутых миндалин, выполненных халцедоном. В других случаях цементирующей массой являются сами спилиты или спилитовые порфириты, отличающиеся от содержащихся в них обломков большей жесткостью и меньшим количеством хлорита. Довольно часто встречается цемент, отвечающий по составу фельзитовым кварцевым кератофирам. Характерно появление флюидальных ленточных текстур.

Туфы кварцевых кератофигов. Агломераты этого типа пользуются наибольшим распространением. Они имеют мелкообломочную структуру и серовато-лиловую окраску. Обычно такие туфы образуют малощельные прослои в кварцевых кератофирах, границы с которыми могут быть нерезкими. В громадных скальных обнажениях по р. Калы наблюдается неоднократное налегание потоков кварцевых кератофигов на туфы, причем верхняя часть таких потоков представляет собой скловатую пузыристую лаву.

Под микроскопом состав обломков и цемента зачастую одинаков. Однако, фенокристаллы альбита и основная масса цементирующего кварцевого кератофира значительно свежее, в последней лучше проявляется флюидальность и в целом породы напоминают лавовые агломераты. Основная масса цемента представляет раскристаллизованное стекло, состоящее из криптокристаллического кварц-полевошпатового агглютата с обильным развитием серицита. В отдельных участках ясно проявляется сферолитовая структура цемента.

Туффиты пользуются небольшим распространением. Они состоят из слабо окатанных или полуокатанных песчинок и несколько более крупных обломочков. Участками в породах видна сортировка обломков по их крупности с образованием слоистой текстуры. Под микроскопом истинный материал представлен слабо окатанными зернами кварца, альбита, отдельными обломочками спилитов, фельзитовой, сферолитовой и скловатой основной массы эффузивных пород. Иногда встречаются песчинки яшм и лидитов. Цемент карбонатный с некоторой примесью глинистого вещества.

Яшмы и лидиты

Кремнистые породы этого типа, хотя и встречаются относительно редко, являются весьма характерными членами спилито-кератофировой формации. Маломощные их прослои (0,2—0,6 м) обычно располагаются на спилитах (водораздел рек Большой и Малый Карак) или встречаются совместно с туфовыми агломератами.

Яшмы чаще имеют ленточную или полосчатую текстуру, которая обусловлена чередованием тонких (1—2 мм) и широких (1,5—4 см) различно окрашенных полосок. Окраска их самая различная, но преобладают серые, грязно-белые, красные (сургучные) тона и гораздо реже встречаются полоски эпидот-зеленого цвета. Раскальваясь, породы приобретают раковистый излом, на котором хорошо видна скрытокристаллическая структура.

Под микроскопом яшмы состоят из тонкозернистого агрегата опал-халцедона и изотропного хлорита, не поляризующего или слабо поляризующего свет. Во многих случаях наблюдаются многочисленные остатки скелетов кремнистых губок, состоящих из халцедона.

Лидиты отличаются от яшм только своей черной окраской. Под микроскопом порода почти не поляризует свет, так как состоит из кристаллического кремнистого материала, забитого тонкой пылью листового и рудного вещества. Так же, как и в яшмах, встречаются обычные остатки кремнистых губок.

Таковы в общих чертах петрографические особенности пород спилито-кератофировой формации.

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ

Основные петрохимические признаки спилито-кератофировой формации вообще как естественной геологической ассоциации пород достаточно подробно изложены в обстоятельной работе В. А. Заварицкого

Имеющийся в нашем распоряжении анализ пород пересечен в числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому [3], и свел в петрохимическую диаграмму (см. фиг. 1). Для сравнения на эту диаграмму нанесены данные анализов наиболее известной спилито-кератофировой формации окрестностей месторождения Блява на Урале и средние составы пород нормального ряда, по Дэли (1—1). Линия II—II представляет усредненные составы пород спилито-кератофировой формации, на которой в нижней части помещен средний спилит по Сундиусу [4].

Из рассмотрения диаграммы можно сделать следующие выводы.

1. Фигуративные точки анализов пород изученной формации располагаются вдоль линии средних составов ряда спилит-кварцевый кератофир, что указывает на ее принадлежность к спилито-кератофировой формации.

2. На несомненную принадлежность описываемых пород к спилито-кератофировой формации указывает также их повышенная щелочность (a), за исключением собственно диабазов, при низком содержании левошпатовой извести (c), вследствие чего точки анализов располагаются значительно правее средних составов пород нормального ряда. Включение в этом отношении составляют кварцевые кератофиры, является обычным для самых кислых пород этой формации.

3. Вследствие преобладания натрия над калием характерно большое значение n и векторы в поле csb всегда направлены по вертикали вниз.

4. Некоторые анализированные породы являются типичными представителями пород спилитового ряда. Составы спилитов (8, 9) оч

многим отличаются от среднего спилита, а анализы 10—12 почти ожественны среднему спилитовому порфириду и аналогичны андезиту.

5. Среди группы основных пород наблюдаются отклонения в сторону кальци-базальта. Как уже говорилось, эти породы (2—6) связаны со спилитами постепенными переходами.

Сравнивая изученную нами спилито-кератофировую формацию с аналогичной формацией Блявы, видно, что они имеют очень много общих черт. Вот некоторые из них.

1. Точки анализов обеих формаций в поле *asb* располагаются примерно одинаково, однако в целом для пород изученной формации по сравнению с породами Блявы характерно несколько меньшее содержание полевошпатовой извести и фигуративные точки в поле *csb* располагаются несколько правее вариационной линии пород спилито-кератофировой формации.

2. Отклонение в сторону кальци-базальта у некоторых пород Блявы (1, 3) аналогично или иногда даже выражено сильнее, но типичные спилиты (2, 5) почти тождественны приведенным нами (8, 9).

3. Приведенные анализы спилитовых порфиритов (11—13) более ожественны спилитовому порфириду, чем анализ аналогичной породы из окрестностей Блявы (7). Из пород нормального ряда им отвечает андезит.

4. Нижнемонокские кератофиры (10—14) занимают на диаграмме более низкое положение, отличаясь от кератофиров Блявы повышением содержанием фемического компонента (*b*) и более низким содержанием щелочей (*a*) при почти равном количестве полевошпатовой извести (*c*). Два кварцевых кератофира (11, 12), кроме того, отличаются отсутствием пересыщенности глиноземом в составе темных минералов.

Таким образом, все изложенное выше указывает на принадлежность изученных эффузивных пород к спилито-кератофировой формации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше материал свидетельствует о том, что вторая половина нижнего кембрия ознаменовалась мощной вулканической деятельностью, протекавшей в основном в подводных условиях. Об этом совершенно очевидно говорят наличие шаровой отдельности в спилитах и постоянная ассоциация эффузивов с ленточными яшмами и лидидами, содержащими скелеты кремнистых губок.

Извержения начались, по-видимому, излияниями базальтовой магмы, которая привела к образованию большей части спилитов и диабазов. По мере дифференциации магмы в очаге в закупоренных подводных аналах происходило накопление порций более кислой магмы, обогащенной летучими. Поэтому излияния кератофиров и спилитовых порфиритов сопровождались сильной эксплозивной деятельностью с образованием пирокластических пород.

Почти повсеместно в пределах северной окраины Западного Саяна извержения носили трещинный характер, на что указывает полосовидное положение обломочно-вулканогенных пород. Так, в междуречье Бен Катамора и на левобережье Абакана туфы образуют несколько узких (50—400 м) полос широтного простирания длиной до 4 км. Такое расположение подчеркивает завалуированные подводящие каналы.

Эффузивная деятельность имела прерывистый характер и в периоды лабления вулканизма происходило образование нормально-осадочных пород кремнистого состава. Формирование верхних горизонтов иты уже протекало в условиях возрастающих восходящих движений возникновением нормальных обломочных пород местного происхож-

дения (туффитов), образовавшихся за счет размыва пород спилито-кератофировой формации.

Тектоническая позиция и стратиграфическое положение изученной спилито-кератофировой формации в структуре Западного Саяна свидетельствуют о ее формировании в раннюю стадию развития геосинклинали, что согласуется с существующими представлениями [5, 6] о продуктах раннего магматизма подвижных зон.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. К. Баженов. Отчет о геологических исследованиях в районе Маньского месторождения Минусинского уезда.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1924, 4, вып.
2. И. К. Баженов. Западный Саян.— В сб. «Очерки по геологии Сибири», 1934.
3. А. Н. Заварицкий. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
4. В. А. Заварицкий. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.— Труды ин-та геол. наук. Серия петр., 1946, № 24.
5. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1958.
6. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. Геол. и геофиз., 1963, № 5.
7. А. Г. Сивов. Кембрий и докембрий Западного Саяна.— В сб. «Вопросы докембрия Западной Сибири» (Труды ГГИ ЭСФАН СССР, 1948, вып. 2).

ГИПЕРБАЗИТЫ ХРЕБТА БОРУС (ЗАПАДНЫЙ САЯН) И ОСОБЕННОСТИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ ИХ

Борусский гипербазитовый массив, слагающий осевую часть одноменного хребта, является одним из самых крупных в Алтае-Саянской кладчатой области. Массив представляет дайкообразное тело, прогирающееся в северо-восточном направлении и залегающее согласно толщей древних сильно дислоцированных пород нижнего кембрия [18].

Строение массива представляется простым. Около 70% площади его занято монотонными серпентинизированными перидотитами типа гарцбургитов, слагающими всю осевую часть массива. Серпентиниты пользуются наибольшим развитием в краевых частях его, образуя сплошную оторочку, ширина которой измеряется десятками, реже — первыми отнями метров. Серпентиниты здесь часто рассланцованы, причем прогираание рассланцовки обычно совпадает с простираанием самого массива и рассланцовкой вмещающих пород. Внутри массива серпентиниты роявляются в виде зон, пересекающих массив в различных направлениях.

Очень сложным строение массива представляется в истоках рек Гойловой и Малого Абдыра. Здесь среди серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов залегают сложные по форме, большей частью линзообразные, тела свежих несерпентинизированных метасоматических унитов [24, 25]. Для последних характерна полосчатость, обусловленная наличием параллельной системы жилообразных полос энстатита, мощность которых обычно колеблется от 2 до 5 см и реже достигает 3—40 см. Полосчатость при вертикальном падении всегда имеет в общем меридиональное простираание (10—350°). С этим же направлением совпадает простираание дунитовых линз в серпентинитах. Таким образом, текстурные элементы дунитов являются секущими к простираанию всего гипербазитового массива (фиг. 1).

Следующий элемент строения массива — гидротермально-метасоматические образования, возникшие в связи с процессами лиственитизации серпентинитов. К ним относятся тальково-магнезитовые, магнезитовые, доломитовые, кварц-магнезитовые, альбит-карбонатные и моноинеральные альбитовые породы, слагающие эндоконтактовую зону мощностью до 20 м, прослеживающуюся почти вдоль всего юго-восточного контакта массива.

Внутри массива в виде секущих линзо- и жилообразных тел встречаются кварц-олигоклазовые порфиры, гранит-порфиры, альбититы, жацититы и натролитовые породы [27].

Учитывая, что материалы по изучению гидротермально-метасоматических образований, связанных с гипербазитами Боруса, были

публикованы в ряде статей автора [24, 25, 27, 28], ниже будут изложены лишь результаты изучения магматических гипербазитов и возникших в счет их серпентинитов. В меру имеющегося в распоряжении автора этого фактического материала будут рассмотрены некоторые вопросы, связанные с особенностями процесса серпентинизации Борусских гипербазитов.

СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ

По количественному соотношению главных первично-магматических минералов среди пород указанной группы определенно устанавливаются только две исходные разновидности, подвергшиеся серпентинизации: дуниты, включая энстатитовые дуниты с содержанием энстатита от 10 до 25—30%, и гарцбургиты, в которых количество пироксена обычно не превышало 40%.

Указанные разновидности гипербазитов близки по составу и имеют постепенные переходы. Выделение их под особыми названиями в известной степени условно. Учитывая, что в процессе серпентинизации дуниты и гарцбургиты приобрели общие структурно-текстурные особенности и не отличаются друг от друга по набору вторичных минералов, ниже под названием серпентинизированные гипербазиты дается их общее петрографическое описание.

Макроскопически серпентинизированные гипербазиты представляют весьма однообразными породами. Обычно это темноокрашенные серо-зеленые или темно-серые, часто заметно пятнистые, зелено-пестрые породы с переходами от серо-зеленых в темно-серые по окраске тона. Темно-серые пятна обусловлены скоплением мелких, почти пылевидных зерен рудного минерала — магнетита. Структурные особенности пород зависят от степени серпентинизации.

Интенсивно серпентинизированные разновидности, которые являются наиболее распространенными в пределах массива, представляются тонкозернистыми, часто порфирированными, слабо серпентинизированные — мелко- и (реже) среднезернистыми. В случае порфирированной структуры они всегда представляются пестроокрашенными. На серо-зеленом фоне тонкозернистой основной массы, состоящей из серпентина и частиц ливиновых зерен, уцелевших еще от замещения их серпентином, видны крупные (2—3 мм, реже до 5 мм) порфирированные, представляющие псевдоморфозы вторичных минералов по пироксену. На свежем изломе псевдоморфозы окрашены в серые, реже в буроватые тона. На плоскостях реликтовой спайности псевдоморфоз обычно хорошо заметен шелковистый блеск. В некоторых штуфах при внимательном осмотре по краям псевдоморфоз можно заметить черную каемку рудного минерала, благодаря чему некоторые псевдоморфозы представляются в виде зерен.

Под микроскопом в роли главных минералов серпентинизированных гипербазитов устанавливаются оливин и антигорит, присутствующие примерно в одинаковых количествах. Псевдоморфозы по пироксену составляют 10—30%. В виде примеси всегда содержится магнетит и единичные зерна хромшпинелидов.

Судя по взаимоотношениям минералов, первоначально породы этой группы были равномернозернистыми. И только в процессе серпентинизации зерна оливина, замещаясь по трещинам антигоритом, расчленились на отдельные мелкие части, а замещающие пироксен вторичные минералы (обычно это магнезиальные роговые обманки, реже форстезит), сопровождаясь выделением рудных зерен, обычно хорошо сохраняли форму и размеры зерен этого пироксена. Благодаря такому избирательному замещению возникали своеобразные порфирированные

реликтивно-псевдоморфные структуры, в которых роль порфиробластов играют псевдоморфозы по пироксену.

Итак, к парагенетической группе минералов, возникших на ранней стадии процесса серпентинизации, относятся антигорит, рудные новообразования и магнезиальные амфиболы, образующие псевдоморфозы по пироксену.

Оливин не отличается какими-либо особенностями. Это обычные бесцветные, трещиноватые зерна, в той или иной степени замещенные антигоритом. Судя по сохранившимся границам, зерна оливина были довольно крупными (2—3 мм, нередко 5 мм). Оптические свойства его $N_g = 1,690 \pm 0,003$; $N_p = 1,653 \pm 0,003$; $N_g - N_p = 0,037$; $2V = +76 - 90^\circ$, что по диаграмме А. Польдерварта, указывает на изменение состава с бедного железом хризолита до гиалосидерита с содержанием фаялитовой молекулы до 40%.

Антигорит — по существу единственный вторичный минерал, замещающий оливин. Хризотил в породах этой группы не встречается. Замещение оливина антигоритом начинается большей частью по трещинкам и контактам оливиновых зерен. Благодаря этому крупные зерна оливина рассекаются обычно переплетающимися, реже субпараллельными жилками антигорита. Наиболее частыми формами появления антигорита являются чешуйки и иголки. Иногда концы удлиненных чешуек заканчиваются расходящимися пучками иголок; такие индивиды приобретают сноповидные и метельчатые формы. В виде включений в зернах оливина встречаются все указанные формы антигорита. Однако в жилах антигорит обычно проявляется в форме чешуек, как правило, нормально или почти нормально ориентированных к стенкам трещин. Причем на каждом участке трещинки растут две чешуйки антигорита: одна врезается в одну сторону от трещинки — зерно оливина, другая — в другую. След исходной трещинки сохраняется. Такой ход замещения оливина антигоритом приводит к образованию симметричных поперечно-чешуйчатых антигоритовых жилок.

При серпентинизации оливина освобождается некоторое количество железа. Оно выделяется в виде зернышек магнетита, располагающихся в виде цепочек по середине антигоритовых жилок, т. е. вдоль тех трещин, по которым проникали серпентинизирующие растворы. Нередко образующийся таким путем магнетит слагает сплошные короткие жилки. В том случае, когда замещение оливиновых зерен серпентином протекает по контактам соприкасающихся зерен оливина, возникающие магнетитовые жилки иногда копируют контуры оливиновых зерен; при таком замещении в породах, почти нацело серпентинизированных, образуются своеобразные петельчатые микротекстуры. В отдельных случаях отчетливо видно, как субпараллельные антигоритовые жилки, содержащие по середине линзочки магнетита, секут антигоритовые жилки без рудного минерала. Это указывает на наличие по меньшей мере двух генераций антигоритовых жилок, т. е. на возможное проявление двух фаз серпентинизации.

Удлиненно-чешуйчатые и игольчатые формы антигорита нередко образуют лучистые и веерообразные сростки. Наиболее благоприятным местом для образования последних являются, по-видимому, стыки нескольких зерен оливина. Здесь поступление серпентинизирующих растворов вызывает рост антигоритовых индивидов из одной точки в различных направлениях.

Указанные агрегаты антигорита и его жилки образуются в начальной стадии серпентинизации. При дальнейшем развитии этого процесса каких-либо закономерностей в расположении индивидов антигорита не наблюдается. От жилок и веерообразных агрегатов антигорита, возникших в начальную стадию серпентинизации, индивиды антигорита

в различных направлениях и на различную глубину внедряются в зерна оливина. Они появляются в оливине и в виде включений. Увеличиваясь в числе и разрастаясь вглубь, антигорит, таким образом, полностью замещает оливин. Жилки антигорита, часто наблюдающиеся в серпентинизированных гипербазитах, в серпентинитах пользуются меньшим распространением. Это дает основание считать, что, возникая в начальные стадии, они подвергаются перекристаллизации на последующих стадиях серпентинизации.

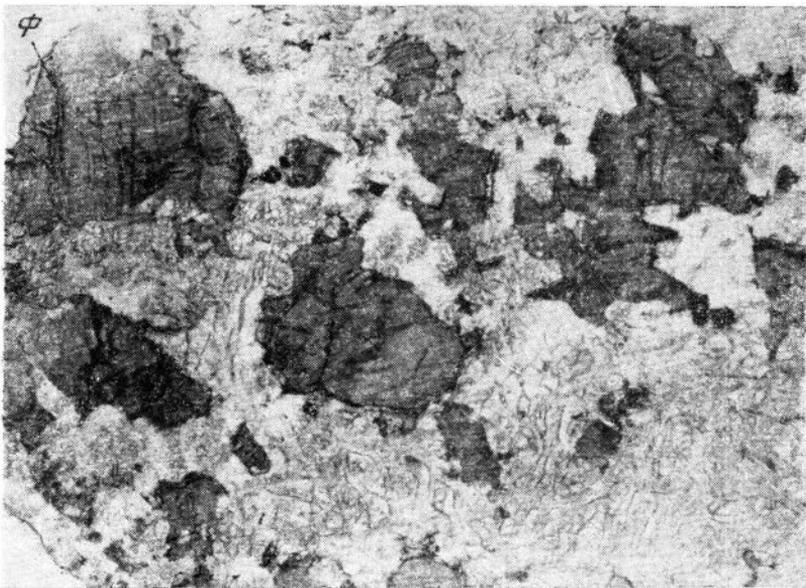
Образование антигоритовых жилок представляется в следующем виде. В условиях свободного просачивания серпентинизирующего раствора по трещинкам на месте оливиновых зерен отлагается антигорит; сами трещинки в силу того, что раствор находится под некоторым давлением, остаются доступными для просачивания новых порций раствора. Если процесс серпентинизации на этом окажется прерванным, трещинки сохраняются и хорошо видны под микроскопом. Закупорка трещинок магнетитом или серпентином должна приводить к повышению парциального давления. Элементы раствора в этом случае проникают в межатомные пространства кристаллической решетки оливина, что приводит к появлению листочков антигорита внутри оливиновых зерен. Так, в серпентинизированных гипербазитах Боруса встречаются такие разности, в которых никаких жилок — ни антигоритовых, ни хризотилловых — не видно. В общей массе оливиновых зерен наблюдается множество равномерно рассеянных листочков антигорита, имеющих вид пойкилобластовых вrostков. Ориентировка индивидов антигорита обычно беспорядочна, хотя нередко они вытянуты в одном или двух направлениях под прямыми или косыми углами; возникающие в этом случае серпентиниты имеют прямоугольные и косоугольные сетчатые микроструктуры.

Выделяющийся при этом магнетит также равномерно рассеян в виде мельчайших зерен и только в незначительной части своей образует тонкие нитевидные жилки. Так серпентинизация протекает при стабильном состоянии раствора, т. е. в условиях насыщения исходной породы серпентинизирующими растворами. Процесс этот — относительно более высокотемпературный и по характеру своему аналогичен пропариванию.

Псевдоморфозы по пироксену. При процессах серпентинизации гипербазитов Боруса пироксен очень быстро замещался. Свежие реликты пироксена — большая редкость. Если таковые находились, то они всегда были представлены ромбической разностью, переходной от энстатита к бронзиту ($Ng=1,681$; $Np=1,668$; $2V=+88^\circ$).

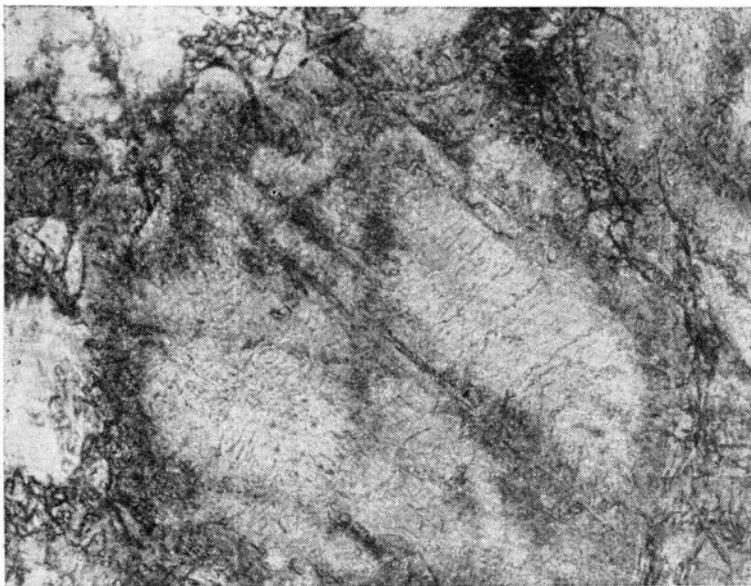
В большинстве разностей серпентинизированных гипербазитов, даже в тех, в которых оливин лишь на 20—30% замещен серпентином, пироксен оказывался полностью замещенным вторичными минералами, образующими по нему псевдоморфозы. Минералогический состав псевдоморфоз различен. Устанавливается три типа псевдоморфоз.

Псевдоморфозы первого типа сложены магниальной роговой обманкой. Оптические свойства ее: $Ng=1,675\pm 0,003$; $Np=1,650\pm 0,003$; $Ng-Np=0,024$; $2V=+81^\circ$. По диаграммам Т. Е. Трегера [22] и А. Н. Винчелла и Г. Винчелл [4], амфибол этот соответствует куммингтониту с содержанием 55% купфферита и 45% грюнерита. Предыдущие исследователи не отмечали присутствия куммингтонита в борусских гипербазитах. Очевидно, имея в виду этот буроватый минерал, М. С. Баклаков [1] писал о замещении пироксена флогопитом. Псевдоморфозы, сложенные куммингтонитом, под микроскопом представляются буроватыми или светло-бурыми, состоящими из мельчайших чешуек, пластинок или волокон, образующих веерообразные, клочковатые, перистые или параллельно листоватые агрегаты (фиг. 2). Иногда псевдоморфозы этого



Фиг. 2. Серпентинизированный гарцбургит с куммингтонитовыми псевдоморфозами по пироксену (темно-серый)

φ — жилки форстерита. Николь ||, увел. 30



Фиг. 3. Куммингтонит-купферитовая (?) псевдоморфоза по ромбическому пироксену.

Купферит слагает почти всю псевдоморфозу (белое), куммингтонит образует узкую оторочку (темно-серая кайма). Николь ||, увел. 32

типа имеют брусчатое строение, обусловленное проявлением реликтовой пайности пироксена, по отношению к которой индивиды куммингтонита располагаются обычно под углом.

В отдельных случаях ядра куммингтонитовых псевдоморфоз (фиг. 3) состоят из агрегата удлиненных пластинок бесцветного амфибола: $N_g=1,630$; $N_p=1,605$; $N_g-N_p=0,025$; удлинение (+), $c: N_g$ около 10° . Эти свойства очень близки к таковым почти чистого купфферита.

Нередко можно видеть, как края куммингтонитовых псевдоморфозами замещаются вторичным оливином и тонкой сыпью магнетита



Фиг. 4. Форстерит-магнетитовый агрегат, $\Phi+M$, возникший за счет куммингтонитовой псевдоморфозы

Николь ||, увел. 28

(фиг. 4). Вторичный оливин нередко выполняет трещинки в псевдоморфозах (см. фиг. 2), образуя короткие, местами переплетающиеся микрожилки. Жилки эти, как правило, не выходят за пределы псевдоморфоз и не продолжают в антигоритовом агрегате. Если рядом с куммингтонитовой псевдоморфозой имеется зерно первичного оливина, то оливин жилок часто имеет общую с ним оптическую ориентировку.

Псевдоморфозы второго типа состоят из магнезиального амфибола и магнетита (амфибол-магнетитовые псевдоморфозы). Оптические свойства амфибола: $N_g=1,658 \pm 0,002$; $N_p=1,638 \pm 0,003$; $N_g-N_p=0,022$; $c: N_g=35-40^\circ$. Удлинение (\pm); $2V=(-)84-(-)86^\circ$. По характеру проявления, окраске и приведенным оптическим свойствам амфибол этих псевдоморфоз близок к куммингтониту. Псевдоморфозы первого типа и отличается от него меньшим содержанием гронеритовой (железистой) молекулы. Судя по кривым В. Е. Трэгера [22] и А. Н. Винчелла [4], состав его определяется соотношением 60—65% купфферита и 35—40 гронерита. Менее железистый состав амфибола, чем в псевдоморфозах первого типа, обусловлен, как видно, высвобождением части железа и выделением его в виде тонкой сыпи магнетита. Зернышки магнетита распределяются в пределах псевдоморфоз неравномерно. Большая часть их образуют черные расплывчатые наружные зоны, в стороны от которых отходят «потеки» в виде апофиз и коротких микрожилков, указывающих на некоторое перемещение рудного вещества в

процессе серпентинизации. Иногда, наоборот, центральные части псевдоморфоз представляются черными, до полной непрозрачности забитыми зернышками магнетита, в то время как буроватая наружная зонака состоит из одного волокнистого амфибола. Более или менее равномерное распределение рудных зерен внутри псевдоморфоз наблюдается редко. В этом случае большая часть их слагает неотчетливо выраженные параллельные полоски и цепочки, вытянутые в направлении спайности исходного пироксена.

Псевдоморфозы первого и второго типов, будучи близкими по минералогическому составу, находятся в слабо серпентинизированных гилбертитовых пербазитах. По мере того, как серпентин становится все более преобладающим минералом породы, псевдоморфозы этих типов замещаются вторичным оливином, или (что чаще) антигоритом. В серпентинитах они встречаются редко. Эти особенности дают основание считать, что амфиболсодержащие псевдоморфозы возникают в начальной стадии процесса серпентинизации.

Псевдоморфозы третьего типа состоят из агрегата зерен форстерита и магнетита. Свойства форстерита: $N_g = 1,671 - 1,683$; $N_p = 1,637 - 1,647$; $N_g - N_p = 0,034$; $2V$ — обычно $+86 \pm 2^\circ$. Как видно, относительно не большие показатели преломления форстерита, по которым он заметно отличается от реликтового оливина, почти точно соответствуют таковым чистой магнезиальной разновидности оливина — форстериту с содержанием фаялита до 5% (при $2V = 86^\circ$).

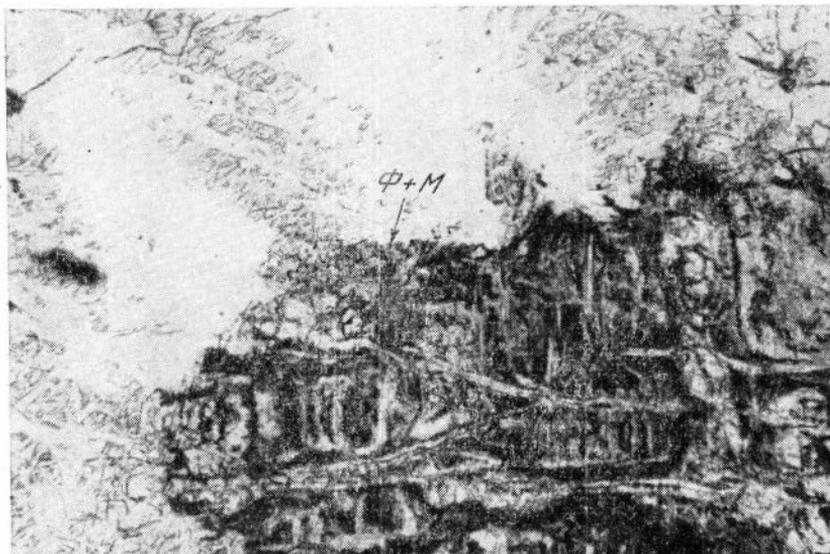
Морфологически по структуре псевдоморфоз и характеру размещения в них магнетита выделяются два подтипа. Псевдоморфозы первого подтипа по форме и внутренней микроструктуре псевдоморфоз имеют сходство с куммингтонит-магнетитовыми псевдоморфозами (второй тип), за счет которых часть их возникает вследствие замещения магнезиального амфибола форстеритом (см. фиг. 4).

Вся псевдоморфоза первого подтипа состоит то из изометричных (см. фиг. 6), то из удлиненно-линзовидных, слегка бахромчатых зерен форстерита, ориентированных удлинением в одном направлении, соответствующем направлению спайности исходного пироксена или амфибола. Внутри псевдоморфоз магнетит обычно редко и сравнительно равномерно рассеян в виде тонкой пелитоморфной сыпи или мельчайших черных зерен, а по периферии их он иногда образует расплывчатые и не выдержанные по ширине, почти сливные черные зерна, от которых отходят короткие апофизы и микрожилки сливного магнетита.

Если наружная магнетитовая зонака отсутствует или слабо выражена, то магнетит распределяется внутри псевдоморфоз довольно равномерно. Иногда он слагает параллельные линзочки, подчеркивая тем самым направление спайности замещенного минерала. Нередко эти псевдоморфозы в различных направлениях секутся микрожилками форстерита, подобных тем, которые наблюдаются в куммингтонитовых псевдоморфозах (фиг. 5).

Одной из отличительных особенностей псевдоморфоз второго подтипа является относительно равномерное распределение слагающих их минералов — форстерита и магнетита. Наружные магнетитовые зоны не проявляются. Мелкие (до 0,1 мм) зернышки магнетита довольно равномерно рассеяны среди агрегата зерен форстерита. Индивиды форстерита проявляются по-разному: то это мелкие изометричные зерна (0,1–0,3 мм) (см. фиг. 4), образующие гранобластическую структуру, то сильно вытянутые, параллельно расположенные, как бы собранные пучки, тонкие брусочки, нередко прослеживающиеся почти через всю псевдоморфозу. Реже форстерит этих псевдоморфоз образует довольно крупные (до 0,6 мм), слегка вытянутые овальные зерна с бахромчатыми краями.

Брусчатое строение оливин-магнетитовых псевдоморфоз является, как было подмечено, следствием замещения форстеритом железосодержащего минерала со спайностью. В связи с этим есть основание полагать, что возникли они вследствие непосредственного замещения пироксена форстеритом, хотя реликты пироксена как остатки такого замещения в серпентинизированных гипербазитах нами не обнаружены.



Фиг. 5. Куммингтонит-магнетитовая псевдоморфоза (в правом нижнем углу) с жилками форстерита

ФМ — форстерит-магнетитовый агрегат, возникший по периферии куммингтонитовой псевдоморфозы. Николь \parallel , увел. 32

Часть оливин-магнетитовых псевдоморфоз с гранобластовой структурой возникла, очевидно, за счет оливина исходной породы в результате его форстеритизации. Признаки, указывающие на такое замещение, следующие: 1) крайне расплывчатые очертания этих псевдоморфоз (качественно это выражается в том, что контуры форстеритовых псевдоморфоз, густо усеянные зернами магнетита, теряются среди зерен первичного оливина, совершенно лишенных рудной сыпи); 2) неправильная, часто угловатая и овальная форма псевдоморфоз, в общем сходная с формой зерен оливина в описываемых породах.

Если не принимать во внимание оптические свойства, в частности показатели преломления, по которым форстерит как вторичный минерал хорошо отличается от первичного оливина, то надо будет указать на следующие морфологические признаки форстерита: 1) обилие рудной сыпи в форстеритовых агрегатах и полное отсутствие ее в первичном оливине; 2) отсутствие микрожилок серпентина во всех форстеритовых агрегатах, возникших за счет первичных оливина и пироксена (а рядом находящиеся зерна первичного оливина, как правило, в различных направлениях пересекаются этими жилками). Это дает основание считать, что на какой-то стадии процесса серпентинизации форстерит и антигорит образуют устойчивую ассоциацию.

Хромовая шпинель как акцессорный минерал встречается почти во всех шлифах пород данной группы.

Процесс изменения шпинели при серпентинизации породы выражается в замещении ее с периферии зерен и по трещинкам хромитом.

Неизменная желто-бурая или оранжево-бурая шпинель обнаруживается, таким образом, в ядрах хромитовых зерен. Последние, в свою очередь, оказались при этом одетыми в рубашку бесцветного хлорита появление которой обусловлено высвобождением глинозема при замещении шпинели хромитом. На способность хромовой шпинели переходить хромит при серпентинизации гипербазитов указывал Б. Н. Кротов [13]

СЕРПЕНТИНИТЫ

Все серпентиниты Боруса (или, во всяком случае, их большая часть возникли вследствие дальнейшей серпентинизации описанных выше гипербазитов. Таким образом, формально серпентиниты следовало бы подразделить на аподунитовые и апогарцбургитовые. Однако выделение указанных групп серпентинитов не оправдывает себя, во-первых потому, что в силу тех или иных особенностей процесса серпентинизации или наложенных поздних процессов, вызвавших их перекристаллизацию, не всегда устанавливается исходная порода, во-вторых, независимо от того, возникали ли серпентиниты за счет дунита или гарцбургита при интенсивных процессах превращения последних в серпентиниты возникают одни и те же минеральные парагенезисы. Так, например многие исследователи сходятся во мнениях на том, что отсутствие бастиа в серпентинитах не может служить основанием для утверждения, что исходная порода не содержала ромбического пироксена.

Исходя из этих соображений, нами сделана попытка положить в основу разделения серпентинитов минералогический состав, т. е. те минеральные парагенезисы, которые возникают в процессе серпентинизации и зависят как от физических условий (T и P), так и от концентрации компонентов серпентинизирующих растворов. Здесь выделяются две большие группы: бескарбонатные и карбонатсодержащие серпентиниты. Серпентиниты каждой из этих групп, как будет показано ниже, характеризуются особым набором других минералов, хотя и присутствующих в них обычно в виде примеси.

Так, бескарбонатные серпентиниты Боруса часто содержат форстерит, который ни в одном шлифе карбонатсодержащих серпентинитов не встречен. Форстерит в парагенезисе с карбонатом (магнезитом) обнаружен нами только в гидротермальных серпентин-карбонатных жилах на северо-восточной оконечности гольца, обращенной в сторону рч. Адыр. Ассоциация форстерит-карбонат, как известно, не является запрещенной, и отсутствие ее в продуктах серпентинизации гипербазитов в Борусе объясняется тем, что форстерит и карбонат возникают на разных этапах этого процесса, для которых дифференциальная подвижность компонентов исходной породы (MgO и SiO_2) различна.

Бескарбонатные серпентиниты. Среди серпентинитов этой группы выделяются антигоритовые и хризотилитовые, в каждом из них можно выделить аподунитовые и апогарцбургитовые.

Антигоритовые серпентиниты в пределах массива наиболее распространены. Макроскопически они весьма разнообразны: то монотонны в окраске, зеленовато-серые или темно-серые, почти черные, то пестры или пестро-зелено-серые. Пестрая окраска их в одних случаях обусловлена наличием на зелено-сером фоне серпентиновых агрегатов неправильных по форме темноокрашенных участков, имеющих иногда вид черных потеков, обогащенных тонкой сыпью рудных зерен, в других — более темные участки сложены тонкозернистым агрегатом антигорит (структурная неоднородность). Редко на темно-сером фоне обычного массивного серпентинита видны то грязно-белые, слегка зеленоватые, то черные порфиробласты, представляющие собою различные по составу

псевдоморфозы по пироксену. Порфиробластовая структура — единственная структура, которая устанавливается без микроскопа.

Антигортвые серпентиниты разнообразны и в текстурном отношении. Бескарбонатные антигортвые серпентиниты чаще, чем хризотилловые, — массивны с раковистым изломом. Часто среди них встречаются и брекчиевые разности с неровным комковатым изломом, реже — рассланцованные с эмалевым блеском на плоскостях рассланцовки.

Все разновидности серпентинитов в шлифах совершенно бесцветны. В антигортвых разностях антигорт составляет 90—100% объема породы. В качестве примеси часто присутствуют хромшпинелиды, магнетит, иногда хризотил, бастит, вторичный форстерит. Реликтовый оливин то отсутствует, то встречается в весьма переменных количествах. Серпентиниты с высоким содержанием первичного оливина (20—30%) составляют переходные разности к описанным серпентинизированным гипербазитам. Характерной особенностью всех борусских серпентинитов является полное отсутствие реликтов пироксена, присутствующего, как было показано выше, в исходных гипербазитах в количествах до 30%. Раннее исчезновение пироксена в процессе серпентинизации, очевидно, нередкое явление. Эта особенность в гипербазитах Алтае-Саянской области была подмечена В. Н. Лодочниковым [15] и И. М. Волоховым [17].

Мономинеральные в отношении силикатной части антигортвые серпентиниты являются аподунитовыми. Встречаются они сравнительно редко. Структурные особенности их весьма разнообразны. Иголочки антигорта часто образуют косую (под углом 120°) сетчатую микроструктуру, которая распространяется лишь на небольшие участки (блоки), с резко ограниченными, обычно изометричными, неправильными формами. Между участками серпентинита с блоково-сетчатой микроструктурой нередко видны такие же по размеру и форме блоки микрозернистого антигорта.

Кроме этих форм, листоватый или игольчатый антигорт часто образует веерообразные сростки или агрегаты типа ледяных узоров или, что чаще, слагает короткие жилки и линзочки, в которых иголочки антигорта ориентированы нормально к трещинке и параллельно друг другу, как бы обрастая ее с той и другой стороны; они неровными острыми концами врезаются в микрозернистый антигорт или реликты оливина. Эти относительно крупночешуйчатые или игольчатые жилки антигорта ориентированы в различных направлениях и составляют обычно не более 30—40% площади шлифа, остальные участки между жилками представляют микрозернистый антигортвый агрегат, который в некоторой своей части следует рассматривать как поперечные сечения тех же параллельно ориентированных иголочек антигорта. В. Н. Лодочников [15], однако, считает, что на Ильчире микрозернистый антигорт моложе чешуйчатого и зернистого антигорта, а хризотил моложе обоих предыдущих.

В пределах одного шлифа встречаются обычно участки микрозернистого и листового или игольчатого антигорта. Иголочки антигорта собраны в пачки, ориентированы в одном направлении, то, будучи ориентированными в двух направлениях под углом 120 или 90°, образуют соответственно косоугольные или прямоугольные сетчатые микроструктуры. Нередко антигортвые серпентиниты обнаруживают структурную неоднородность. В одних участках их видны тонкозернистые агрегаты антигорта, в других — крупнолистоватый антигорт, от которого иногда отходят тонкие жилки, секущие тонкозернистые агрегаты.

Апогартбургитовые антигортвые серпентиниты отличаются от аподунитовых наличием реликтово-псевдоморфных структур по пироксену. Размеры псевдоморфоз достигают 2—3 мм, благодаря чему возникают

порфиробластические структуры, в которых роль порфиробластов выполняют форстерит-магнетитовые, магнетитовые и, реже, баститовидные псевдоморфозы с магнетитом. Другие типы псевдоморфоз: куммингтонитовые и куммингтонит-магнетитовые, которые часто встречаются в серпентинизированных гипербазитах, — в серпентинитах не сохраняются. Таким образом, дальнейшая серпентинизация гипербазитов приводит к полному исчезновению куммингтонита, в то время как форстерит еще долго сохраняется. Магнетит, который нередко остается на месте куммингтонитовых псевдоморфоз в виде скелетных форм, сохраняет их внешние особенности — форму и спайность исходного пироксена. Такие скелетные формы (псевдоморфозы второго порядка), состоящие из магнетита, возникают также и при замещении форстерит-магнетитовых псевдоморфоз.

Форстерит-магнетитовые псевдоморфозы по пироксену сохраняются только в антигоритовых серпентинитах и ни разу не были обнаружены в хризотилитовых.

Хризотил и хризотилитовые серпентиниты. Как видно из предыдущих описаний, серпентинизация гипербазитов на Борусе началась с образования антигорита. В связи с этим хризотил в серпентинизированных первично-магматических гипербазитах совершенно не встречается. Весьма редким минералом он является и в антигоритовых серпентинитах. Мономинеральные хризотилитовые серпентиниты также пользуются ограниченным распространением. Характерно, что хризотилитовые серпентиниты на Борусе слагают зоны дробления и рассланцевания.

Макроскопически хризотилитовые серпентиниты — обычно сланцеватые породы, зеленого, желто-зеленого до черного цвета. Нередко окраска их пятнистая или линзовидно-полосчатая. Зависит она в основном от характера распределения рудных минералов. В свежем изломе нередко видны порфиробласты бастита размером до 2—3 мм.

Под микроскопом обычно наблюдается в различной степени выраженная микропетельчатая структура. Четырехугольные или полигональные петли образованы микрожилками хризотила, волокна которого направлены нормально к зальбандам жилков. На середине жилков, толщина которых обычно не превышает 0,05—0,08 мм, видна просечка вдоль которой нередко располагаются скопления магнетита то в виде цепочки мелких зерен, то в форме сплошных коротких линзочек.

Внутри петель, образованных микрожилками хризотила, обычно также находится хризотил, волокна которого располагаются веерообразно или параллельно друг другу. В последнем случае образуются параллельноволокнистые изометричные пластинки или зерновидные формы хризотила, скопления которых создают впечатление микрозернистого агрегата. В отдельных случаях внутри хризотилитовых петель встречается слабо поляризующий серпофитовидный серпентин или, что реже, тонкие зернышки и листочки криптокристаллического серпентина. Некоторые разновидности серпентинитов целиком состоят из такого микрозернистого серпентина.

В шлифах хризотил обычно бесцветен, редко слабо-желтоватый или буроватый. Характерно, что иногда в одном участке шлифа микрожилки состоят из бесцветного хризотила, а внутри петель хризотил буроватый; в других участках того же шлифа распределение окрасок обратное — жилки буроватые, а петли, образованные ими, сложены бесцветным хризотилом. Цвета интерференции хризотила обычно серые, иногда поднимаются до желтовато-белых. Удлинение волокон всегда положительное. $N_g=1,561$; $N_p=1,553$.

На фоне петельчатой структуры хризотилитового серпентинита нередко можно видеть крупные, обычно деформированные, изогнутые с облачным погасанием пластинки бастита, большая часть которых

озникла не путем непосредственного замещения исходного пироксена аститом, а путем дальнейшего преобразования псевдоморфоз по пироксену.

В начале процесса хризотилизации форстеритовые и куммингтонитовые псевдоморфозы замещаются параллельной системой хризотитовых жилок, вытянутых в направлении унаследованной псевдоморфозами спайности пироксена. Волокна хризотила располагаются при этом перпендикулярно направлению жилок.

При дальнейшем течении этого процесса волокна хризотила, принадлежащие одной жилке, срастаясь, образуют форму монокристаллической пластинки-лейста, вытянутой теперь не поперек, как хризотитовые волокна жилки, а в направлении реликтовой спайности пироксена. В пределах одной псевдоморфозы или одного зерна пироксена возникает, таким образом, целый ряд параллельных лейсточек хризотила, азделенных обычно узкой просечкой микрозернистого серпентина. При азрастании лейст хризотила за счет последнего возникает одна сплошная пластинка типа бастита, сохраняющая форму и спайность исходного пироксена или псевдоморфозы по нему.

В псевдоморфозах, частично баститизированных между жилковидными лейстами хризотила, сохраняются иногда реликты куммингтонита форстерита. Однако замещение пироксеновых псевдоморфоз не всегда идет с образованием бастита. В отдельных случаях на месте таких псевдоморфоз образуется криптокристаллический агрегат серпентина.

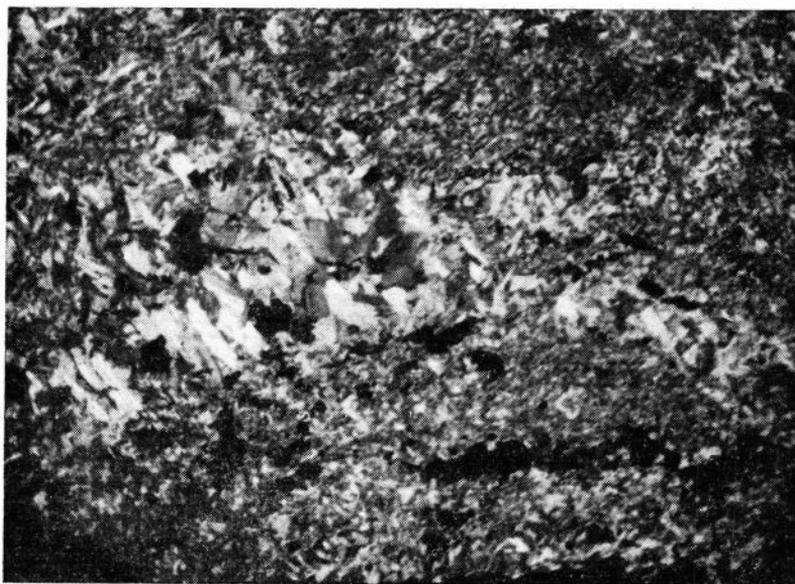
Взаимоотношения хризотила и антигорита в шлифах, где они находятся вместе, не дают ясных представлений о последовательности выделения этих минералов. Однако учитывая, что хризотил не встречается в слабо серпентинизированных гипербазитах, т. е. замещение первично-агматических минералов начинается с образования антигорита, последний можно считать наиболее ранней и, следовательно, более высокотемпературной разностью серпентина. В этом отношении наши наблюдения согласуются с выводами предыдущих исследователей [17], занимавшихся изучением серпентинитов всей Алтае-Саянской области.

Автометаморфический хризотил, таким образом, по нашим представлениям является поздним, образовавшимся при перекристаллизации антигорита в условиях пониженных температур. Известны, однако и другие, хотя и не частые случаи, когда по хризотитовым серпентинитам, в виде жилковидных агрегатов развит крупнолистоватый антигорит, несомненно поздний по отношению к хризотилу. Такие антигоритовые участки в хризотитовых серпентинитах часто содержат карбонат. Перекристаллизацию хризотитовых серпентинитов в антигоритовые И. М. Ворохов [17] рассматривает как наложенный процесс аллометаморфической серпентинизации.

Не всегда, однако, представляется возможным этот аллометаморфический антигорит (или серпентинит антигоритовый) отличить от автометаморфического антигорита. Следует считать, что текстурная неоднородность некоторых серпентинитов с жилковидным распределением крупночешуйчатого антигорита (фиг. 6) и бесформенными агрегатами одного или вместе с карбонатом среди микрокристаллического серпентинита является характерным признаком наложенной аллометаморфической серпентинизации. Антигоритовые серпентиниты, возникшие тем путем, в ряде случаев приходится рассматривать как перекристаллизованные, поскольку возникают они чаще по автометаморфическим серпентинитам и реже по исходным оливниновым породам. Поскольку аллометаморфическая серпентинизация протекает при постепенном повышении температуры, начальная стадия ее характеризуется отложением низкотемпературного серпентина-хризотила [16]. В большинстве случаев прогрев не достигает максимальных значений.

температуры, поэтому при аллосерпентинизации чаще возникают хризотилитовые серпентиниты. На Борусе они не пользуются широким распространением. На основании этих наблюдений можно заключить, что в общем случае хризотилитовые серпентиниты обычно аллометаморфические, а антигоритовые (бескарбонатные) аутометаморфические.

Иная картина наблюдается в метасоматических оливиновых породах. Раньше [25] мною было отмечено, что Борусские метасоматические



Фиг. 6. Перекристаллизованный серпентинит с жилообразным распределением крупнолистового антигорита

Николи +, увел. 12

дуниты почти не затронуты серпентинизацией. Однако наличие во многих случаях тонких шнурочков хризотила и полное отсутствие антигорита указывают на низкую температуру процесса оливинизации, вследствие которого при дальнейшем снижении температуры проявляется хризотилизация дунитов.

Карбонатсодержащие серпентиниты и серпентин-карбонатные породы

Карбонат в серпентинитах встречается в переменных количествах: от незначительной примеси до 15—20, иногда 30%. В отдельных случаях содержание его достигает 50—60% (серпентин-карбонатные породы).

Серпентиниты с незначительным содержанием карбоната (менее 15%) обычно массивны и по внешнему облику ничем не отличаются от мономинеральных серпентинитов, поэтому при картировании, по данным полевых определений, выделить участки карбонатизированных серпентинитов не представляется возможным.

Большая часть серпентинитов с карбонатом находится в эндоконтактовых зонах массива. Внутри массива они встречаются редко, и в этих случаях богатые карбонатом серпентиниты приурочены к зонам дробления и расщепления хризотилитовых серпентинитов.

Серпентиниты с высоким содержанием карбоната всегда расщеплены, перемяты, нередко превращены в типичные серпентин-карбонатные сланцы, рассыпающиеся при ударе на плоско-ромбовидные

инзовидные осколки. Чуть розоватый или серовато-белый карбонат а бледно-зеленом фоне серпентина образует прожилки, гнезда или линочки в виде примазок, размеры которых достигают 0,5—2 см, иногда — 4 см.

В шлифах карбонатсодержащие серпентиниты чаще оказываются антигоритовыми, реже хризотилowymi.

Форма индивидов антигорита различная. Обычно — пластинки, листочки, реже — брусковидные формы. В некоторых разновидностях серпентинитов этой группы антигорит сплошь представлен очень мелкими изотричными пластинками. Такие индивиды серпентина В. Н. Лодочников [15], А. А. Каденский [18] описывают как зерна. В целом микроструктура таких серпентинитов представляется фельзитовидной, так как узор ее ничем не отличается от типичной микрофельзитовой структуры. Кроме антигорита и карбоната, в породах этой группы всегда одержатся магнетит (иногда до 10—15%), единичные зерна хромшпидов, редко встречается бастит.

Карбонат бесцветен, без двойников. В массивных серпентинитах роявляется обычно в форме мелких (до 0,1 мм) зерен, часто образующих небольшие скопления, равномерно рассеянные в общей массе антигорита. Реже в таких же массивах серпентинитов он образует крупные, до 3—4 мм, неправильные зерна, содержащие в виде пойкилоластовых вростков листочки антигорита. Показатели преломления его: $n_o = 1,700$, $n_e = 1,507 \pm 0,003$. Приведенные данные, а также данные термических анализов, показывающих наличие одного глубокого эндотермического эффекта в интервале температур 600—700° с максимумом около 680°, позволяет относить его к магнезиту.

Карбонаты являются поздними минералами по отношению к основной стадии процесса серпентинизации. Они образуются после антигорита, хризотила и баstitа. Но часть их образуется, несомненно, раньше серпофитовых жилок, секущих карбонатсодержащие серпентиниты.

Из других минералов, встречающихся в серпентинизированных гипербазитах и антигоритовых серпентинитах, следует отметить немагматический диопсид и магнетит. Первый встречается довольно часто, особенно в тех разновидностях исходных гипербазитов, которые содержали ромбический пироксен. Характерной особенностью новообразованного пироксена является постоянно ромбовидная форма зерен, причем ромбики размером 0,2—0,4 мм располагаются кучно, имея при этом общую оптическую ориентировку и, как правило, гнездятся близ псевдоморфоз по ромбическому пироксену. Реже относительно крупные индивиды вторичного пироксена довольно равномерно разбросаны в общей массе серпентинита.

По оптическим свойствам ($2V = +58^\circ \pm 2^\circ$, $c : Ng = 34—38^\circ$) состав вторичного пироксена колеблется от чистого диопсида до разности его, которой содержание геденбергитовой молекулы достигает 8% [22].

Аналогичные пироксены в серпентинитах с теми же формами преломления его описывались Г. В. Пинусом, В. А. Кузнецовым, И. В. Воловым [17] в серпентинитах из ряда мест Алтае-Саянской гипербазитовой провинции. Эти авторы возникновения диопсида связывают с воздействием габброидов на серпентиниты. Вторичные пироксены, возникавшие при серпентинизации оливиновых пород, отмечались Б. Н. Кротовым [3]. Он писал, что при серпентинизации в качестве побочного продукта происходит образование мелких брусочков и ромбиков бесцветного пироксена с углом погасания 40°.

Магнетит. Кроме того, что магнетит обычно всегда входит в состав псевдоморфоз, возникших по пироксену, он столь же часто содержится в общей массе серпентинитов. Формы проявления его в серпентинитах различны. В антигоритовых серпентинитах, возникших на ранней, а сле-

довательно, и относительно высокотемпературной стадии автометаморфического процесса серпентинизации, магнетитовые зерна обычно располагаются в виде цепочек или слагают сплошные, то субпараллельные то переплетающиеся жилки толщиной до 0,1 мм. В хризотилловых серпентинитах встречаются жилки магнетита двух генераций. Одни из них реликтовые, возникшие на стадии образования антигоритовых серпентинитов. Другие образовались в процессе хризотилизации антигоритовых серпентинитов. Последние магнетитовые жилки едва достигают толщины 0,01 мм и всегда приурочены к просечкам хризотилловых шнулочков.

Следует отметить, что некоторые как антигоритовые, так и хризотилловые серпентиниты совершенно не содержат рудных минералов. Это факт, а также наличие субпараллельных жилок магнетита в серпентинитах и потоков магнетита, отходящих от псевдоморфоз по пироксену опровергают мнение тех авторов, которые считают, что железо при серпентинизации, перейдя в окисные формы, остается на месте и не испытывает миграции.

Б. Н. Кротов [13] указывает, что хризотилловые змеевики с магнетитом бывают почти совершенно лишены выделений магнетита. Однако высказанное им объяснение этого явления, заключающееся в том, что исходные породы содержали ничтожное количество фаялитовой молекулы, представляется необоснованным.

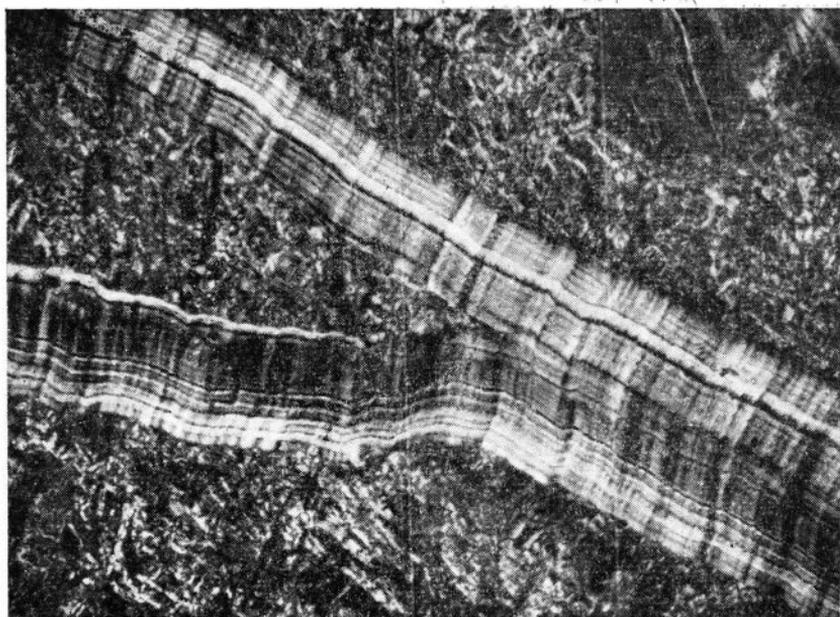
А. А. Каденский [10] отмечал, что карбонат развивается в первую очередь по магнетиту, иногда замещая его полностью, причем чешуйки антигорита, бывшие среди рудных зерен, остаются неизменными.

СЕРПОФИТЫ

1. *Мономинеральные серпофитовые жилки* в пределах массива наиболее распространены, их можно встретить в серпентинитах, чаще рассланцованных, а также в магматических серпентинизированных гарцбургитах. Толщина жилок колеблется от долей миллиметра до 3–4 мм и, реже, от 1 до 5 см. Протяженность жилок обычно небольшая, самые крупные из них прослеживаются в обнажениях на нескольких метрах. Микроскопические жилки часто наблюдаются группами по несколько сближенных субпараллельных линзочек, иногда даже выходящих за пределы шлифа. Макроскопически жилки эти обладают разнообразием окраски с преобладанием различных зеленых оттенков до желтых, янтарно-желтых и серых.

Под микроскопом они представляются то в виде сплошной слабой действующей на поляризованный свет массы, то обнаруживают сравнительно высокое (до 0,007) двупреломление, и в этом случае в них нередко наблюдается облачное погасание и поперечно-волокнистое строение. Кроме поперечных волокон, собранных в пучки и погасающих от этого в виде полос, в некоторых жилках наблюдаются еще идеальные ровные по ширине интерферирующие продольные полосы. Такие жилки в скрещенных николях имеют вид изогнутых поперек полосатых лепестков (фиг. 7). Показатели преломления серпофитов мономинеральных жилок колеблются в пределах $Ng' = 1,564 - 1,566$ (по длине волокон), $Np' = 1,559 - 1,562$ (поперек волокон); $Ng - Np = 0,004 - 0,007$. Аналогичные показатели преломления В. П. Еремеев [7] приводит для серпофитов Актонракского месторождения хризотил-асбеста: $Ng' = 1,563 \pm 0,002$; $Np' = 1,560 \pm 0,002$.

Результаты химических анализов двух жилок серпофита, полученные в химической лаборатории Томской комплексной экспедиции ЗСГ (аналитик Е. Н. Берестова), помещены в табл. 1. Здесь же для сопоставления приводится химический анализ Актонракского серпофита (аналитик Замуруева), заимствованный из работы В. П. Еремеева [



Фиг. 7. Серпофитовая жилка с ленточной микроструктурой в хризотиловом серпентините.

Николи +, увел. 28

При рассмотрении данных химических анализов Боровских серпофитов обращает на себя внимание наличие тех компонентов, которые совершенно не были обнаружены химическим путем во вмещающих их гипербазитах. К ним относятся щелочи (0,22 и 0,44%) и окись никеля (0,02, 0,12%). От Актотракского серпофита они отличаются наличием иинозема и почти полным отсутствием кальция.

II. Серпофит-форстеритовые и мономинеральные форстеритовые жилки часто встречаются в шлифах серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов, взятых в экзоконтактной зоне метасоматических унитов. Толщина жилок редко достигает 2 мм. Обнауживаются обычно шлифах в виде одиночных или нескольких параллельных линзочек и жнжких (0,05—0,1 мм) ветвящихся извилистых жилок.

Т а б л и ц а 1

Химический состав жильного серпофита
(в вес. %)

Окислы	326-4	10	А-СФ	Окислы	326-4	10	А-СФ
SiO ₂	39,22	43,00	41,42	K ₂ O + Na ₂ O	0,22	0,44	0,20
TiO ₂	Нет	Нет	0,01	H ₂ O	0,40	0,04	12,64
Al ₂ O ₃	1,86	1,73	Нет	П. п. п.	13,58	11,70	0,55
Fe ₂ O ₃	3,34	1,37	3,24	NiO	0,02	0,12	0,08
FeO	Общее	Общее	Нет	С у м м а	99,46	99,94	99,51
MgO	40,72	40,94	36,41				
CaO	0,1	0,6	5,06				

Примечание. 326-4 — янтарно-желтый серпофит из жилки мощностью 5 см; 10 — бледно-зеленый поперечно-волокнистый, похожий на асбест (асбофит), из жилки мощностью 1 см; А-СФ—Актотракский серпофит.

Форстерит ($2V=88^\circ$) в серпофитовых жилках, как правило, имеет форму тонких удлиненных зерен, вытянутых поперек жилок. В одних случаях кристаллы форстерита протягиваются на всю или почти на всю ширину жилки и часто отделяются друг от друга небольшими участками серпофита. Строение таких жилок имеет форму **лестницы** (фиг. 8). Нередко кристаллы форстерита, нарастая на стенки трещины в виде друз, едва достигают середины трещины, поэтому центральная часть жилки оказывается выполненной серпофитом, иногда слабо полирующимся, почти изотропным. Несколько иного строения, но того же генетического типа жилки форстерита были описаны раньше М. И. Юдиным [25]. Им же рассматривалась природа их образования.



Фиг. 8 Лестничная структура форстерит-серпофитовых жилок
Николи ||

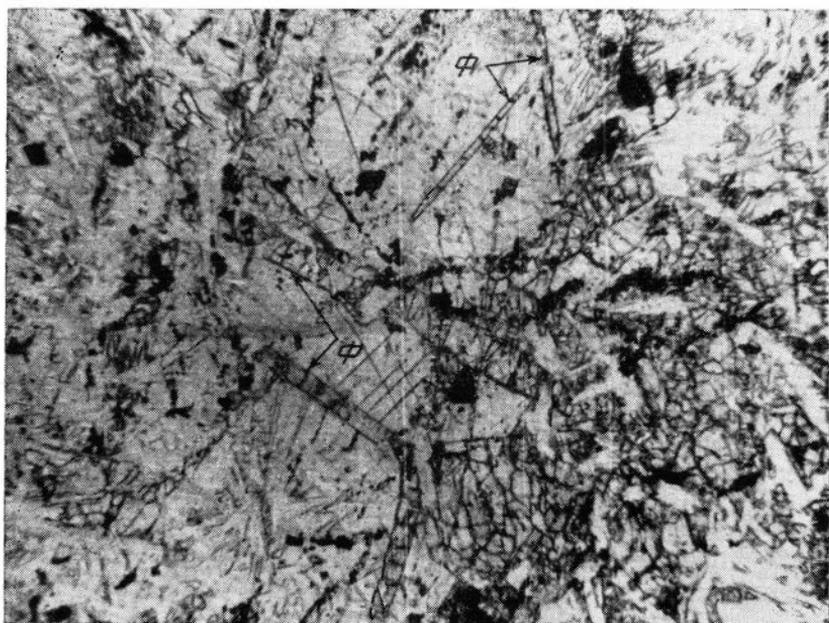
Высказанное недавно Н. Л. Добрецовым [5] предположение о том, что оливин в жилках этого типа является не гидротермальным, а реликтовым, представляется совершенно необоснованным. Решая вопрос о природе этого оливина, необходимо обратить внимание на следующие особенности.

1. Во многих серпофит-форстеритовых жилках встречаются участки, где серпофит отсутствует, а слагающие эти участки жилки оливинные зерна имеют различную оптическую ориентировку и удлиненную брусчатую форму, причем границы зерен, идущие по удлинению «брусочков» форстерита, всегда параллельны между собой и перпендикулярны стенкам трещины. Рассматривать такие агрегаты, как реликтовые участки оливиновой породы, нет оснований потому, что ни в одном шлифе оливиновых пород массива не наблюдалась структура, где бы зерна оливина имели брусковидную форму, прямолинейные границы и располагались параллельно друг другу.

2. В отдельных жилках кристаллы форстерита имеют концевые грани; нарастают они, как видно, на стенки трещинки, и агрегаты имеют в связи с этими особенностями формы типичных друз (гребчатые жилки).

3. Более позднее образование оливина жилок по сравнению с минералами вмещающих их пород подтверждается отчетливо выраженными

следами плоскостей, ограничивающих когда-то трещины, и тем, что все кристаллы форстерита не выходят за пределы стенок трещины, где нередко реликты оливина полностью отсутствуют. В связи с этим невозможно представить, чтобы в серпофитовой жилке сохранились реликты оливина, а во вмещающей ее породе нет. Резкие границы таких жилкок в серпентинитах указывают на то, что прежде, чем образоваться жилке, порода была серпентинизирована. Ведь если бы жилка серпофита, «захватившая» оливиновые кристаллы исходной породы, образовалась раньше, то в процессе серпентинизации породы замещению серпентином



Фиг. 9. Магнетит-форстеритовая жилка. Φ — столбчатые и игольчатые кристаллы форстерита в магнетите

Николи ||, увел. 20

подвергся бы и «захваченный» оливин, а серпофит испытал бы перекристаллизацию, как это наблюдается в перекристаллизованных серпентинитах. Ничего подобного в них не наблюдается.

III. *Магнетитовая жилка с форстеритом.* Жилка такого состава обнаружена в свалах серпентинитов в крайней северо-восточной оконечности гольца, на склоне, обращенном в сторону истоков Малого Абдыра. Мощность жилки достигает 6 см. Магнетит, слагающий жилку, макрокпически белый, слегка голубоватый.

Жилка эта интересна в том отношении, что под микроскопом в некоторых шлифах среди зерен магнетита встречаются форстерит и антигорит.

Форстерит ($2V=88^\circ$; $N_g=1,670$; $N_p=1,637$) образует столбчатой или игольчатой формы кристаллы (фиг. 9). Большая часть мелких чешуек антигорита неравномерно рассеяна в массе зерен магнетита. Водном из шлифов антигорит наблюдался в интерстициях, образованных цестоватыми кристаллами форстерита. Веерообразные агрегаты антигорита в интерстициях своими концами упираются в кристаллы форстерита и как бы срезаются последними. Таким образом, кристаллы форстерита совершенно не замещаются антигоритом. Оба минерала —

форстерит и антигорит — находятся в виде включений в массе зерен магнетита. Эти взаимоотношения минералов указывают на их гидро термальное происхождение, причем отложение из раствора началось с кристаллизации форстерита, затем отлагались антигорит и магнетит.

В отдельных шлифах форстерит составляет около 30—40%. Порода в этом случае напоминает сагвандит, описанный А. Н. Заварицким [8 в Полярном Урале. Разница в том, что вместо ромбического пироксена в сагвандите в описываемой жилке присутствует форстерит.

О СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

Некоторые вопросы серпентинизации гипербазитов, особенно два из них: о источнике серпентинизирующих растворов и об объемных эффектах, сопровождающих серпентинизацию, — давно являются предметом оживленной дискуссии. Обзор взглядов по этим вопросам и проблеме генезиса серпентинитов вообще можно найти у В. Н. Лодочникова [15], Ф. Д. Тернера [20], Н. Д. Соболева [19], в работе Г. В. Пинуса В. А. Кузнецова и И. М. Волохова [17] и др. Не вдаваясь в разбор существующих представлений по указанным вопросам, отметим лишь некоторые итоги этой дискуссии.

В настоящее время никто, пожалуй, не сомневается в том, что серпентинизация гипербазитов может быть как авто-, так и аллометаморфическим процессом, хотя известно, что надежными критериями отличия автометаморфических серпентинитов от серпентинитов аллометаморфических петрология еще не располагает. Неясными остаются также масштабы проявления аллометаморфической серпентинизации. К этому следует добавить, что до сих пор нет единогласия в понимании физико-химической сущности процесса серпентинизации.

По вопросу об объемных эффектах, сопровождающих серпентинизацию, исследователи вообще не нашли еще общепризнанного решения. В. Н. Лодочников рассмотрел огромный фактический материал по этому вопросу и на основе его анализа, а также анализа большого числа реакций и расчетов объемных эффектов, предложенных различными авторами для объяснения процесса серпентинизации, пришел к заключению, что «все те подсчеты объемных соотношений, которые обычно приводятся ... для доказательства расширения пространства занимавшегося оливином и наполненного теперь серпентиновым веществом, не имеют никаких надежных оснований, если не сказать, что они вовсе не верны» [15, стр. 563]. Поэтому дискуссию по вопросу об объемных эффектах В. Н. Лодочников считал бесплодной. Серпентиниты, по его мнению, могут образоваться из материнских пород с проявлением различных объемных отношений как по величине, так и по знаку. К этому же мнению недавно присоединились Н. Д. Соболев [19], Ф. Д. Тернер и Дж. Ферхуген [21].

Тернер и Ферхуген отмечают, что микроструктуры и полевые взаимоотношения серпентинитов указывают или на очень небольшое увеличение объема или на отсутствие его увеличения при замещении оливина серпентином. По мнению этих авторов, оливин замещается таким же объемом серпентина, а избыток MgO и SiO_2 выносятся.

В. Н. Лодочников, обобщив огромный фактический материал, собранный многими авторами в различных регионах и континентах, показал, что при процессах серпентинизации имеет место миграция компонентов исходной породы. Он пришел к выводу, что при относительно высоких температурах серпентинизация оливина сопровождается выносом магния и даже железа [15]. Многочисленные находки крупно-

ристаллических жилок энстатитов в серпентинитах, подобных боруским, а также жилочки оливина в гипербазитах, аналогичных описанными [25], В. Н. Лодочников относил к постмагматическим образованиям и связывал их появление с выносом магния при серпентинизации ливниновых пород. Таким образом, под серпентинизацией В. Н. Лодочников склонен был понимать обычный метасоматический процесс, протекающий с привносом и выносом компонентов. Жильную форму оливиновых образований в серпентинитах следует рассматривать как следы уходящего магния, вытесняемого при серпентинизации.

Мнение указанных выше авторов поддерживается Д. С. Коржинским [1]. Он рассматривает серпентинизацию как автометасоматическое выделачивание, при котором послемагматические растворы гипербазитовых магм выносят некоторые количества кальция и магния.

Еще более определенно пишут об этом В. Н. Еремеев, Б. Я. Меренков и др. [6]. На основании работ Б. Я. Меренкова и К. Н. Толстихиной, также работы Л. А. Соколовой по изучению пористости ультраосновых пород они пришли к выводу, что при образовании серпентинита из перидотита выносятся магний и ряд других компонентов исходной ультраосновной породы. Расчеты этих авторов показали, что при процессах контактной (аллометаморфической) серпентинизации вынос вещества перидотита составляет 20% всего его первоначального объема, в связи с чем в контактном серпентините появляется большая пористость, составляющая 10% его объема [6].

Другого мнения придерживаются авторы, уделяющие особо большое значение объемным отношениям. Серпентинизацию они ставят на особое место среди всех других метасоматических процессов и рассматривают ее как простой процесс гидратации железо-магнезиальных силикатов, при котором вследствие привноса воды или воды и кремнезема образование серпентина сопровождается лишь окислением железа, а вынос компонентов исходной породы практически отсутствует. Исходя из таких представлений, при расчете объемов исходной породы и конечных продуктов серпентинизации они получают увеличение объема некоторым реакциям даже до 70% [17].

Так, в самых общих чертах в настоящее время представляется серпентинизация гипербазитов.

Перейдем теперь к рассмотрению фактического материала, собранного на Борусе.

Изучение кристаллических сланцев, примыкающих с юго-востока гипербазитовому массиву, показало повышенное содержание в их химическом составе не только натрия, но и магния [28]. Содержание калия магния в альбитсодержащих амфиболитах, как было показано выше, достигает 10% и равно в этом случае содержанию окиси калия. Такие соотношения указанных окислов при низком содержании кремнезема и повышенном глинозема (14%) дают основание полагать, что исходными породами были или доломитовые мергели или, что более вероятно, известковые мергели, а магний привносился при серпентинизации гипербазитов. Просмотр литературы показывает, что подавляющая часть гипербазитовых массивов залегает в толще хлоритовых сланцев или в эффузивно-осадочных породах, подверженных хлоринизации.

Отметим теперь некоторые характерные особенности минеральных арагенезисов, возникающих при серпентинизации борусских гипербазитов.

1. Серпентинизация магматических гипербазитов на Борусе началась с образования антигорита по оливину. Антигорит кристаллизовался в течение всего процесса серпентинизации, и только в редких случаях на конечных стадиях его отлагался хризотил.

2. В начальную стадию серпентинизации по пироксену возникал псевдоморфозы: в одних случаях куммингтонитовые, в других — куммингтонит-магнетитовые, в третьих — форстерит-магнетитовые.

3. Все отмеченные псевдоморфозы по пироксену к воздействию серпентинизирующих растворов последующих стадий были более устойчивыми, чем первично-магматический оливин. В связи с этим псевдоморфозы по пироксену, особенно форстерит-магнетитовые, полностью исчезли, замещаясь серпентином (чаще хризотилом), только после замещения серпентином главной массы первичного оливина (и нередко) они сохраняются теперь в виде порфиробластов в серпентинитах.

4. Во времени куммингтонит исчезал значительно раньше, чем начиналось отложение карбоната, причем отложению карбоната предшествовало массовое образование антигорита. Последнее делает возможным разделить процесс преобразования гипербазитов по меньшей мере на две стадии: относительно высокотемпературную куммингтонитовую и низкотемпературную карбонатную.

5. Как и во многих других гипербазитовых массивах, на Бурсе серпентинизация сопровождается окислением железа: как правило, до магнетита и редко до гематита. Вопрос об источнике кислорода, необходимого для окисления закисного железа, рассматривался многими исследователями. Наиболее вероятным источником кислорода при окислении закисного железа в процессе серпентинизации гипербазитов, по мнению Д. С. Коржинского и Н. Д. Соболева, является углекислота. Д. С. Коржинский [12, стр. 65] указывает, что «из того количества кислорода, которое может быть поглощено реакцией из данного объема природного раствора, существенная часть, несомненно, доставляет CO_2 , которое при этом восстанавливается в CO ». Д. С. Коржинский считает, что при минералообразовании внутри земной коры уже небольшое повышение давления CO_2 ведет к окислению закиси железа и самородного железа независимо от того, присутствуют ли восстановители.

С последним выводом Д. С. Коржинского хорошо согласуется тот факт, что относительно высокотемпературная куммингтонитовая стадия серпентинизации гипербазитов на Бурсе, протекающая при высоком парциальном давлении углекислоты, совершенно не сопровождается образованием карбонатов. Роль углекислоты на этой стадии серпентинизации сводилась к окислению железа. Представляется, что карбонатобразование, протекающее в условиях восстановительной среды, вообще не является характерным для процесса серпентинизации. Карбонатизация на Бурсе проявляется как наложенная на серпентинизацию последующая стадия минералообразования, наиболее широко развивающаяся в зонах тектонических нарушений, вызывающих резкое падение парциального давления углекислоты.

Выше отмечалось, что вместе с карбонатом иногда появляется крупнолистоватый антигорит.

Надо полагать, что углекислота в составе серпентинизирующих растворов не только играла роль окислителя, но и являлась одним из возможных переносчиков магния, вытесняемого при серпентинизации [20]. А. Г. Бетехтин [2] указывал, что при повышении давления в низкотемпературных условиях возрастает растворимость углекислоты и соответственно возрастает концентрация ионов HCO_3 и CO_3 . В связи с этим создается вероятная возможность полагать, что вынос магния (в некоторых случаях и железа) при серпентинизации осуществляется в форме бикарбонатов. Исключительный интерес в этом отношении представляет совместное нахождение форстерита с магнезитом. В своем типичном проявлении эта ассоциация наблюдалась нами на Бурсе в описанных выше гидротермальных жилах, структурные особенности которых минеральный состав делают форстерит-магнезитовые жилки сходным

сагвандитом, описанным А. Н. Заварицким [8, 9] в Полярном Урале. Разница в том, что вместо энстатита в сагвандите в описываемой жилке содержится форстерит.

Образование форстерит-магнезитовой жилки, несомненно, связано с теми же магниальными растворами, которые отлагали реакционно-метасоматические жилки форстерита в серпентинитах. Представляется, что выпадение магнезита вместе с форстеритом было возможным только тогда, когда растворы входили в трещинные полости или в связи с раскрытием последних, что, как известно, приводит к разложению бикарбоната и отложению нерастворимого карбоната. В данном случае из гидротермального раствора отлагался магнезит вслед за форстеритом.

На аналогичное поведение углекислоты в природных условиях с ссылкой на В. А. Масленникова указывал А. Г. Бетехтин [2]. Он отмечал, что жилы сплошных сульфидов, приуроченные к типичным трещинам разрыва в гипербазитах, с которыми они генетически связаны, содержат иногда антофиллит среди сульфидных масс, который замещается карбонатом. А. Г. Бетехтин пришел к заключению, что источником углекислоты были те растворы, из которых выпали сульфидные массы, но углекислый газ не принимал участия в химических реакциях ранних стадий рудообразования. Серпентинизацию А. Г. Бетехтин [2] рассматривает как начальный процесс изменения ультраосновных пород под действием углекислых растворов. На конечных стадиях процесса изменения гипербазитов, по А. Г. Бетехтину, образуются серпентин-карбонатные, карбонатные и кварц-карбонатные породы (листвениты).

Высказанные А. Г. Бетехтиным выводы не находятся в противоречии с фактическим материалом, собранным нами на Борусе; поэтому из большого числа реакций, предложенных различными авторами для объяснения процессов серпентинизации, наиболее приемлемыми для изученных нами образований представляются те, которые протекают с участием углекислоты.

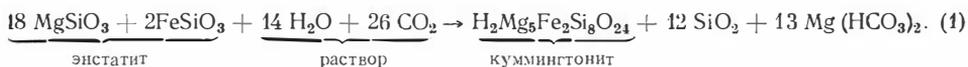
Ниже при объяснении минеральных парагенезисов, возникающих при серпентинизации борусских гипербазитов, мы будем исходить из следующих основных положений.

1. Серпентинизация представляет собой обычный метасоматический процесс, протекающий как с привносом, так и с выносом компонентов.

2. Серпентинизирующие растворы водные, существенно углекислые. Не исключается при этом возможное присутствие малых количеств кремнезема и щелочей, главным образом натрия.

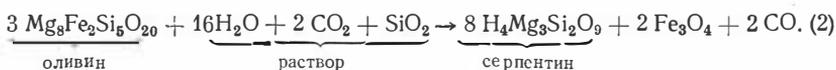
3. Отложение антигорита как наиболее высокотемпературной и более совершенной кристаллической формы серпентина характеризует собою начало автометаморфической серпентинизации, протекающей с понижением температуры; в отличие от этого аллометаморфическая серпентинизация, которая идет с повышением температуры, характеризуется наиболее ранним появлением хризотила.

Исходя из данных положений, реакцию образования куммингтонита по пироксену можно представить в следующем виде:

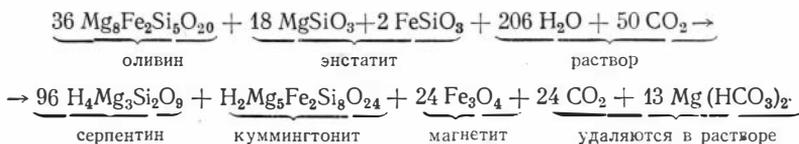


Вследствие выноса магния и малой относительной подвижности кремнезема при высоких температурах за счет пироксена образуется еще более богатый кремнеземом минерал — куммингтонит. Избыточное

количество кремнезема, возникающее по реакции 1, уходит на серпентинизацию оливина по следующей схеме:

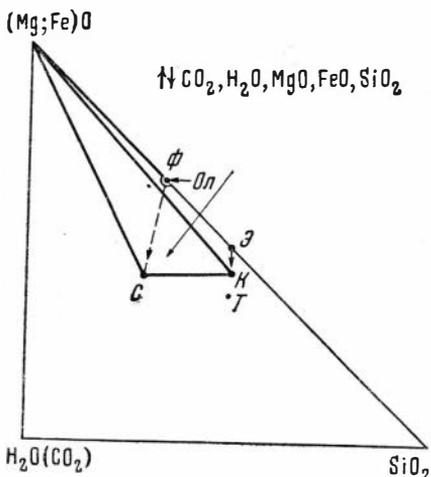


Таким образом, реакцию серпентинизации гарцбургита, в ходе которой оливин замещается антигоритом, а пироксен — куммингтонитом схематически можно представить в следующем виде:



Выше при описании пород указывалось, что в борусских гипербазитах широко проявляются процессы форстеритизации. Куммингтонитовые псевдоморфозы рассекаются микрожилками форстерита (фиг. 5). Форстерит, кроме того, образует жилки в серпентинитах, и нередко в гипербазитах, почти не затронутых серпентинизацией, встречаются форстерит-магнетитовые псевдоморфозы. Во всех указанных случаях отложение форстерита нельзя рассматривать иначе, как результат взаимодействия магния, вытесненного при серпентинизации, с минералами, имеющими избыточный относительно молекулы оливина кремнезем, т. е. с куммингтонитом, энстатитом и серпентином.

Так, образование форстеритовых жилок в куммингтоните (фиг. 4) а также часто наблюдающееся замещение куммингтонитовых псевдоморфоз форстеритом и магнетитом можно схематически представить ходом следующей реакции:



Фиг. 10. Диаграмма парагенетических ассоциаций, возникших в условиях высокотемпературной (куммингтонитовой) стадии автометаморфической серпентинизации гипербазитов

Ол — оливин, Э — энстатит, С — серпентин, К — куммингтонит, Т — тальк

Парагенетические ассоциации минералов ранней (куммингтонитовой) стадии автометаморфической серпентинизации показаны на фиг. 10. По мере повышения концентрации компонентов серпентинизирующих растворов за счет энстатита возникает куммингтонит, одновременно с этим за счет оливина образуется антигорит. Возникает таким образом, устойчивая минеральная ассоциация антигорит-куммингтонит. В качестве третьего минерала этой ассоциации часто присутствует магнетит, появление или отсутствие которого, а также степень железистости куммингтонита обусловлены величиной окислительного потенциала углекислоты. Форстерит-магнетитовые псевдоморфозы, возникающие по энстатиту или куммингтониту, содержат иногда листочки антигорита. Учитывая, кроме того, что форстерит на Борусе часто встречается в серпофито-

их жилках (см. фиг. 8), надо полагать, что ассоциация форстерита антигоритом и особенно с серпофитом возникает при более низких температурах и представляется устойчивой в очень узком интервале температур.

По данным эксперимента Боуэна и Таттла [3], форстерит может находиться в равновесии с серпентином даже при температурах ниже 30°C .

Таким образом, с понижением температуры и эволюцией состава сходного серпентинизирующего раствора ассоциация антигорит-куммингтонит замещается метастабильной ассоциацией антигорита с форстеритом. Поскольку магний, как вытесненный компонент, выносится нфильтрационными растворами, отложение форстерита наблюдается в форме жилок вдоль трещин, являющихся путями циркуляции этих растворов.

В связи с дальнейшим охлаждением массива растворимость CO_2 возрастает и, как указывает А. Г. Бетехтин [2], должна увеличиваться интенсивность химических реакций, связанных с присутствием углекислоты в растворах. Начинают отлагаться карбонаты. На Борусе отложение карбонатов (магнезита или брейнерита) сопровождается замещением силикатов — куммингтонита, форстерита и, в последнюю очередь, серпентина. На этой стадии процесс серпентинизации перерастает в хорошо известный процесс лиственитизации. Меняется при этом относительная подвижность таких реагирующих компонентов, как магний и кремнезем. Вынос магния сменяется выносом кремнезема.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ БОРУСА

В целях систематизации данных химических анализов (табл. 2) последние нанесены на векторную диаграмму, построенную по методу Л. Н. Заварицкого с учетом тех изменений, которые применительно к гипербазитам были внесены Н. Д. Соболевым [19].

Исчисление основных и дополнительных параметров проводилось с учетом особенностей минералогического состава пород. Главнейшие из этих особенностей, которые были приняты во внимание при определении петрохимических характеристик, следующие.

1. *Полное отсутствие полевых шпатов в составе гипербазитов, выявленное при микроскопическом изучении.* Поэтому все то невысокое содержание (обычно меньше 1%) окиси кальция, которое фиксируется химическими анализами, включалось в параметр v , т. е. в некоторой степени условно пересчитывалось на пироксен.

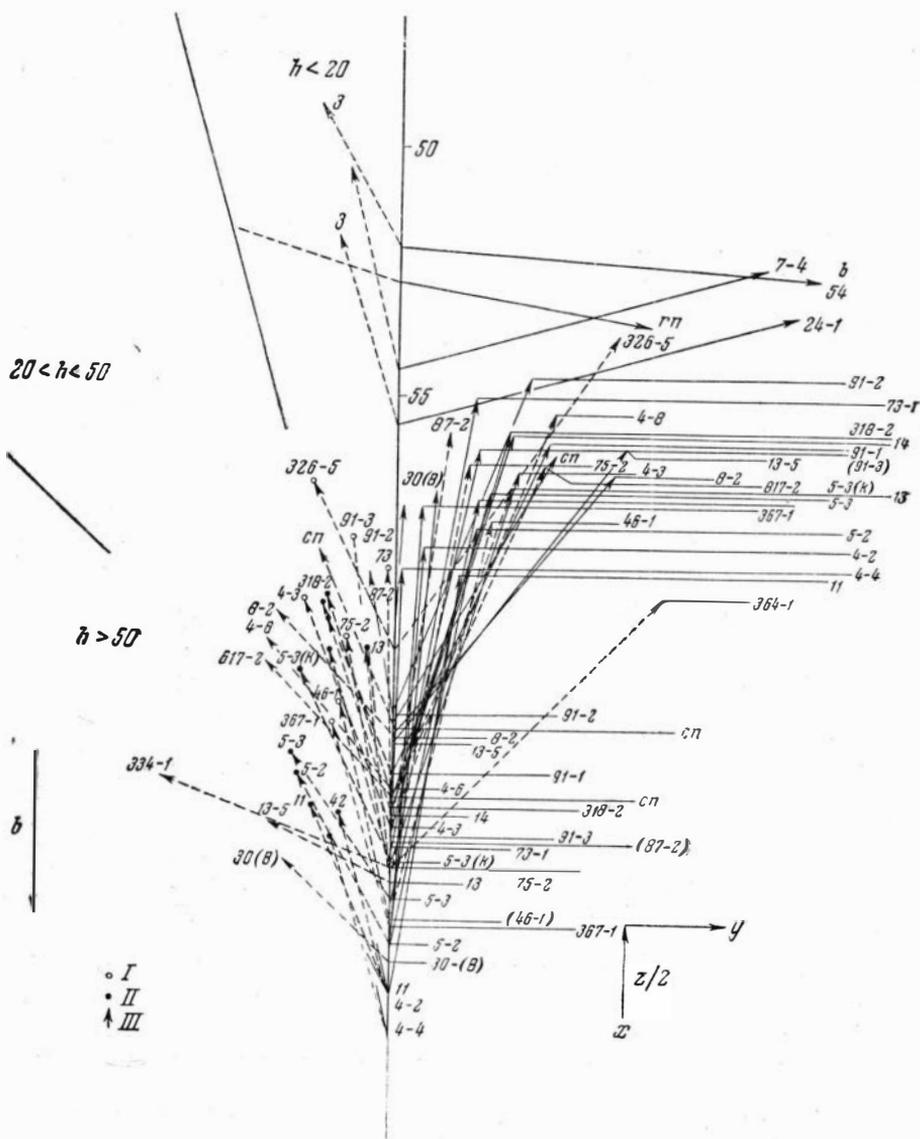
Полное отсутствие щелочей и полевошпатовой извести на диаграмме (фиг. 11) определяется нулевыми значениями параметров a и c . Таким образом, все фигуративные точки, определяемые основными параметрами, располагаются на грани тетраэдра.

Величина параметра v , отражающая общее количество атомов оснований, содержащихся в породе, по отношению к сумме всех основных ислowych характеристик для дунитов, перидотитов и серпентинитов колеблется в очень узком интервале — 60—67%, а для энстатититов меняется в пределах 50—55%.

2. *В минералогическом составе гипербазитов Боруса практически нет силикатных минералов, которые бы содержали окислы трехвалентных металлов: Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 .* При пересчетах химических анализов нами принимается, что первые два окисла входят в состав хромпинеллидов, а Fe_2O_3 является составной частью магнетита. Поэтому из суммы молекулярных количеств оснований, идущих на построение оливина и пироксена, всякий раз исключались эквивалентные

Химический состав несерпентинизированных гипербазитов
(в вес. %)

Оксиды	4-2 Дунит	5-2 Дунит	5-3 Эста- титовый ду- нит	5-3 контр. Эста-тито- вый дунит	13	73-1	318-2	318-2 Эс- титовый дунит	14 Дунит	11 Дунит	4-4 Дунит	9-1 Гарц- бургит	91-2 Гарц- бургит	
					Эстатитовые дуниты									
SiO ₂	38,32	35,32	36,52	38,84	40,00	40,76	41,92	42,11	41,1	38,37	39,50	42,56	37,20	
TiO ₂	0,40	0,30	0,40	0,03	0,40	Нет	Нет	0,04	0,3	0,07	0,05	Нет	Нет	
Al ₂ O ₃	2,81	3,58	4,36	0,62	3,71	2,71	1,84	0,87	1,86	0,32	0,36	3,32	5,34	
Cr ₂ O ₃	Нет	Нет	0,50	Не опр.	0,50	0,25	Нет	Не опр.	Нет	Не опр.	Не опр.	0,50	0,25	
Fe ₂ O ₃	2,05	3,94	3,56	3,41	1,13	0,59	2,30	2,40	2,30	2,96	2,36	2,62	Нет	
FeO	5,60	5,03	4,17	5,55	6,74	7,18	5,60	6,50	5,31	5,55	6,14	4,88	5,31	
MnO	Не опр.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не опр.	0,17	0,14	Не опр.	Не опр.	
MgO	48,76	45,10	45,28	46,24	44,96	45,32	45,61	44,60	46,04	47,22	49,16	45,83	40,00	
CaO	0,4	Нет	0,60	0,32	0,5	0,20	0,40	0,99	Нет	0,66	0,75	0,50	1,20	
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	
Na ₂ O	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	
K ₂ O	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	
H ₂ O	0,30	0,32	0,22	4,93	Нет	0,56	0,30	2,71	0,28	4,84	2,32	Нет	0,18	
П. п. п.	1,62	4,44	4,58	—	2,12	1,96	2,14		2,24			0,32	10,86	
Сумма	100,26	98,63	100,19	100,19	100,05	99,53	100,11	100,34	99,73	100,16	100,78	100,53	100,21	
Mg/Fe	13,0	9,3	10,9	9,1	10,3	10,8	10,7	9,4	11,2	10,3	10,7	11,4	13,4	
Вес. %	7,65	8,97	7,73	8,96	7,87	7,77	7,90	8,90	7,61	8,51	8,50	7,50	5,31	
Fe ₂ O ₃ + FeO														
Мол. кол.	100	109	98M	115	106	103,6	103	117	99	110	111	97	74	
Анализ выпол- нен в лабора- ториях	Томского политехнического института. Кафедра техно- логии силикатов (ТПИ)			Краснояр- ского геоло- гического управления (КГУ)			ТПИ		КГУ		ТПИ		КГУ	



г. 11. Векторная диаграмма составов ультраосновных пород хребта Борус (номера векторов соответствуют номерам анализов в таблицах)

I — серпентинизированные гипербазиты; II — дулиты; III — серпентиниты

личества, входящие в состав хромшпинелидов и магнетита. В этом учае мы получаем параметры, наиболее соответствующие реальным отношениям элементов в породах. Диаграмма построения по параметрам, найденным таким способом, точнее отражает особенности состава.

Пересчеты анализов без учета этой особенности всегда приводят занижению параметра V. Векторы первой части диаграммы направлены круче. Гарцбургиты попадают в поле дунитов, а в случае некоторых борусских беспироксеновых дунитов V приобретает отрицательное значение, что указывает на нехватку кремнезема, необходимого

на насыщение всей суммы молекулярных количеств: $MgO + FeO + 2Fe_2O + CaO$, в которую включались окислы, находящиеся в составе рудных минералов.

Итак, стрелки-векторы правой половины диаграммы (фиг. 11) отражают химический и минералогический состав гипербазитов в отношении их силикатной части. Длинные круто направленные вверх векторы указывают на дунитовый тип породы, длинные наклонные — на перидотитовый, а длинные пологие, почти горизонтальные — на энстатитовый. Большая длина всех векторов правой половины указывает на отсутствие в составе массива верлитов и лерцолитов.

Необходимо отметить, что векторы оталькованных энстатитов, как это видно на диаграмме (см. табл. 4, анализы 6—54), переходят через горизонтальное положение и направляются концами вниз и вправо, что объясняется избытком кремнезема по отношению к молекуле ромбического пироксена. Параметр z в этом случае приобретает отрицательно значение и откладывается нами от фигуративной точки (параметр v книзу). Таким образом, исключая окисное железо и соответствующее ему эквивалентное количество закиси железа, идущих на построение магнетита, мы получаем возможность для пироксенитов выявить степень оталькованности их.

На левой половине диаграммы приводятся векторы h (пунктирные стрелки), показывающие отношение окисного железа к железу общему. По мнению некоторых авторов (Н. Д. Соболев [19], Г. В. Пинус [17]) это отношение является показателем степени серпентинизации гипербазитов. Н. Д. Соболев [19] указывает, что в совершенно свежих несерпентинизированных гипербазитах содержание окисного железа редко превышает 1%. Борусские метасоматические дуниты, лишь иногда обнаруживающие слабые следы серпентинизации, не подчиняются указанному правилу. Содержание окисного железа по десяти анализам дунитов Боруса колеблется в пределах 2,05—3,94% и только в одном анализе снижается до 1,13%. Таким образом, высказанное предположение о закономерных соотношениях окисного и закисного железа в гипербазитах различной степени серпентинизации, на наш взгляд, хотя и представляется для большинства пород правильным, все же нуждается в систематической проверке на обширном фактическом материале. Возможно, что подмеченная закономерность, выражающаяся в том, что в свежих несерпентинизированных гипербазитах всегда резко преобладает закисное железо, будет справедливой лишь для магматически относительно высокотемпературных гипербазитов, оливины и пироксены которых, как правило, отличаются повышенным содержанием закисного железа.

Высокое содержание окисного железа в борусских несерпентинизированных дунитах является, очевидно, еще одним доказательством, указывающим на их метасоматическую природу. При относительно низких температурах, при которых протекает большая часть метасоматических процессов в гипербазитах, железо, как правило, проявляет слабую химическую активность и неохотно входит в структуру магнезиальных силикатов.

На примере образования оливиновых роговиков, особенно их плоскостных разностей, отчетливо видно, что железо остается в тех же окисных формах (чаще в виде магнетита), в которых оно находилось в исходных серпентинитах [26]. Аналогичное поведение железа наблюдается и при образовании метасоматических дунитов. На это указывают существенно магнезиальный — форстеритовый состав оливинов относительно высокое содержание окисного железа в химическом составе этих дунитов.

Величина параметра h в борусских несерпентинизированных дунитах

ах колеблется в пределах 21—40 и только в одном анализе (№ 13) снижается до 11. Поэтому на прилагаемой диаграмме все векторы не-серпентинизированных метасоматических дунитов, за исключением одного, целиком укладываются в поле серпентинизированных гипербазитов.

Необычной представляется величина параметра h и для магматических серпентинизированных перидотитов Боруса. Учитывая, что содержание серпентина в них колеблется в пределах 25—50%, мы согласно известному положению вправе были ожидать для них высокое значение параметра h (т. е. больше 20). Тем не менее величина эта колеблется от нуля (окисного железа нет, анализ 87-2) до 20 (при $Fe_2O_3 = 1,96\%$) и только в трех из семи анализов находится в пределах 3—33. Таким образом, для значительной части серпентинизированных гипербазитов Боруса векторы h , которые, по идее, должны указывать а сравнительно высокую степень серпентинизации, в действительности же направлены круто вверх, т. е. располагаются в поле несерпентинизированных или слабо серпентинизированных пород. Объяснение той аномалии следует искать в особенностях химизма процесса серпентинизации, отражением которого являются возникающие при нем минеральные парагенезисы.

Анализы 87-2 и 91-3, в первом из которых окисное железо вообще не обнаружено, а во втором — параметр $h = 14$, соответствуют серпентинизированным перидотитам. Проведенное микроскопическое изучение этих образцов гипербазитов показало, что первичный пироксен в них амещен псевдоморфозами куммингтонита, причем рудные минералы в первой породе (87-2) совершенно отсутствуют, а во второй составляют незначительную примесь.

Появление куммингтонита и практически полное отсутствие окисного железа в анализах некоторых серпентинизированных перидотитов кажутся, что на ранней стадии автометаморфической серпентинизации железо не везде окислялось. То железо, которое находилось в пироксене, частично или полностью оставалось в составе возникающего за счет него куммингтонита. Железо оливина на стадии образования куммингтонита, по-видимому, если не все, то в большей части вышло в соседние участки, так как в шлифах серпентинизированных гипербазитов, содержащих куммингтонитовые псевдоморфозы, возникающие за счет оливина антигоритовые агрегаты не содержат рудной пыли, а наблюдающиеся иногда сегрегации магнетита в микрожилке также указывают на некоторую миграцию железа. О выносе железа при серпентинизации на стадии образования куммингтонита можно предполагать еще и на том основании, что серпентинизированные гипербазиты с куммингтонитом отличаются вообще несколько заниженным содержанием общего железа — 6,74% (анализ 87-2) (табл. 3).

Серпентинизированные гипербазиты [анализы: 75-2 ($h = 19$); 46-1 ($h = 20$) и 4-3 ($h = 29$)] минералогически характеризуются появлением на месте первичного пироксена псевдоморфоз, состоящих из брусковидных зерен оливина, содержащих всегда в виде примеси переменные количества рудной пыли, по-видимому, магнетита.

Таким образом, две разновидности серпентинизированных гипербазитов, выявленные при микроскопическом изучении, одна из которых содержит псевдоморфозы куммингтонита, а другая — оливина и магнетита, достаточно хорошо отличаются по величине параметра h , так как содержание окисного железа в гипербазитах с куммингтонитом практически снижается до нуля.

Микроскопическое изучение показало также, что куммингтонитовые псевдоморфозы на последующих стадиях серпентинизации замещаются серпентином, а в отдельных случаях и оливином, причем как серпен-

Химический состав серпентинизированных гипербазитов

(в вес. %)

Оксиды	91-3	87-2	75-2	4-3	46-1	75-2	326-5	367-1	280	32
SiO ₂	41,21	38,68	38,52	39,86	38,24	38,52	37,00	38,8	40,81	43,0
TiO ₂	0,04	0,40	0,40	0,05	0,4	0,40	Нст	Нст	0,05	0,0
Al ₂ O ₃	0,68	4,53	2,91	0,75	3,21	2,91	5,97	0,07	1,58	1,8
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не обн.	Нст	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Нст	Нст	0,52	0,5
Fe ₂ O ₃	1,60	» »	1,79	2,36	1,96	1,79	1,63	2,25	0,52	1,0
FeO	7,90	6,74	6,45	6,50	6,17	6,45	2,73	5,89	7,75	7,0
MnO	0,13	Не опр.	Не опр.	0,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	0,2
MgO	43,11	44,87	45,10	42,66	44,27	45,10	39,53	47,48	41,01	43,4
CaO	1,31	1,50	0,30	0,77	0,20	0,30	1,40	0,40	0,28	0,7
NiO	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—
Na ₂ O	Не обн.	» »	» »	Не обн.	» »	» »	» »	» »	—	—
K ₂ O	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	—	—
H ₂ O	—	0,18	0,48	6,27	0,24	0,48	Нст	0,26	0,18	0,0
П. п. п.	4,44	2,90	4,32		5,08	4,32	12,2	2,10	6,59	1,4
Сумма	100,44	99,80	100,27	100,36	99,77	100,27	100,46	100,25	99,21	99,7
Mg/Fe	8,2	11,8	10,0	8,0	10,00	10,0	16,6	10,9		
Вес. % Fe ₂ O ₃ + FeO	9,5	6,74	8,24	9,86	8,13	8,24	4,36	8,14		
Мол. кол.	128	94	109	127	108	109	57	107		
Анализ выполнен в лабораториях	КГУ		ТПИ		КГУ		ТПИ			

Примечание. 280 — легдолит (по Н. Л. Добрецову); 325 — энстатитовый дун по Н. Л. Добрецову).

тин, так и оливин сопровождаются выделением магнетита. В этом фазе усматривается смена ранней, сравнительно высокотемпературно стадии автотематоморфической серпентинизации, сопровождающейся образованием куммингтонита, на позднюю, отличающуюся от первой повышенным окислительным потенциалом, вызывающим переход закисного железа в окисное. Однако имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет признать, что процесс окисления железа при автотематоморфической серпентинизации идет не сразу до гематита, как это считают некоторые авторы. Чаще, особенно в начальных стадиях автотематоморфической серпентинизации, образуется магнетит. Так, например, в двух анализах, соответствующих брусским серпентинитам (8- и 4-6), совершенно не имеющих реликтов первичных минералов, содержание закисного железа составляет в одном — 3,5, в другом — 4,28%. Эта особенность указанных серпентинитов на диаграмме выражается в том, что векторы h размещаются в пограничной зоне поле серпентинизированных гипербазитов и серпентинитов. Надо полагать, что столь высокое содержание закисного железа в серпентинитах может быть только в магнетите.

Н. Д. Соболев [19] указывает, что в серпентинитах закисное железо составляет около 1%, остальное количество падает на долю окисного. Однако это утверждение не совсем хорошо согласуется с анализом брусских серпентинитов. По пяти анализам серпентинитов содержание закисного железа колеблется от 1,90 до 4,23%, а параметр h — от 47 до 71. Нельзя сказать, что брусские серпентиниты представляют в этом отношении исключение. Эта особенность, по-видимому, — харак

рная черта серпентинитов всей Алтае-Саянской складчатой области. Из пятнадцати анализов серпентинитов, имеющих в работе Г. В. Писа, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова [17], в трех — содержание кислого железа меньше 1%, в трех других колеблется от 1 до 2%, в остальных девяти — от 2 до 4,45%. На основании этих статистических данных можно сделать заключение о том, что в условиях автоэтаморфической серпентинизации, протекающей при постепенном повышении температуры, железо, вытесненное из первичных минералов, окисляется вначале чаще до магнетита, а при дальнейшей серпентинизации пород магнетит обычно сохраняется, и только в отдельных случаях окисление его доходит до гематита.

Сумма окисного и закисного железа в свежих несерпентинизированных дунитах и гипербазитах колеблется незначительно: от 7,5 до 8,9% — только в одном анализе снижается до 5,31% (см. табл. 2). В большей части проб серпентинизированных гипербазитов эта величина несколько выше и меняется от 8,13 до 9,86%. Только в куммингтонитсодержащих разностях она снижается до 4—6%.

Что касается серпентинитов, то содержание железа в них (табл. 4) подвержено значительно большим колебаниям: от 6,57 до 11,23%, что опять-таки может служить указанием на некоторую миграцию железа в процессе серпентинизации гипербазитов.

Таблица 4

Химический состав серпентинитов
(в вес. %)

Оксиды	8-2	4-6	617-2	13-5	364-1
SiO ₂	40,28	40,00	39,80	39,50	30,96
TiO ₂	0,02	0,07	0,05	0,07	Нет
Al ₂ O ₃	0,36	0,6	0,85	0,76	3,30
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8,6
Fe ₂ O ₃	4,35	4,72	4,66	4,67	8,50
FeO	3,50	4,28	4,00	1,90	2,73
MnO	0,06	0,10	0,14	0,13	Не опр.
MgO	36,75	40,78	40,26	39,76	36,71
CaO	0,76	0,60	1,56	0,73	Нет
NiO	Не опр.				
Na ₂ O	Не обн.				
K ₂ O	» »	» »	» »	» »	» »
H ₂ O	11,43	9,44	8,76	12,85	0,52
П. п. п.					8,88
Сумма	99,51	100,59	100,03	100,43	100,2
Mg/Fe	11,3	9,0	8,7	11,7	7,0
Вес. %	7,85	9,0	8,66	6,57	11,23
FeO+Fe ₂ O ₃					
Мол. вес.	93	112	108	73	133
Анализы выполнены в лаборатории.			КГУ		ТПИ

Таким образом, соотношения между окисным и закисным железом гипербазитов, даже не содержащих карбонаты, не всегда могут быть дежным критерием, указывающим на степень их серпентинизации. Однако систематические наблюдения за этими соотношениями необходимы. Они при достаточно глубоком и всестороннем анализе петрогра-

Химический состав пироксенитов (в вес. %)

Оксиды	7-4, эн- статит	6-54, энстатит оталькованный	24-1, энста- тит	Оксиды	7-4, эн- статит	6-54, энстатит оталькованный	24-1, эн- тит
SiO ₂	51,20	53,20	50,70	Na ₂ O	Следы	Следы	Не обн.
TiO ₂	0,07	0,10	0,05	K ₂ O	Не обн.	Не обн.	» »
Al ₂ O ₃	1,23	2,22	1,64	П. п. п.	1,26	1,48	1,70
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	С у м м а	99,88	99,73	100,40
Fe ₂ O ₃	1,81	3,01	2,32	Mg/Fe	8,7	9,0	9,0
FeO	5,69	4,20	5,41	Вес. %	7,50	7,21	7,7
MnO	Не опр.	0,13	0,11	FeO Fe ₂ O ₃			
MgO	36,73	33,60	37,77	Мол. кол.	101	96	100
CaO	1,75	1,79	0,71				

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Красноярского геологического управления.

фического и общегеологического материала могут привести к выявлению новых данных, которые, возможно, расширят наши представления о генетических типах серпентинитов и процессах серпентинизации и пербазитов.

При сопоставлении химизма гипербазитов весьма важно отношение молекулярных количеств магния к общему железу. Известно, что Г. Г. Хесс [23] использовал это отношение как один из критериев обоснования самостоятельности гипербазитовой магмы. Он показал, что в ультраосновных породах, производных основной магмы, указанное отношение находится в пределах 3,5—7,5, а в гипербазитах ультраосновной магмы оно всегда больше шести. Эти же цифры для гипербазитов различного генезиса были приведены Ю. А. Кузнецовым [14]. Работы авторов — Н. Д. Соболев [19], Г. В. Пинус, И. М. Волохов [17] и др. на конкретных материалах подтвердили справедливость выдвинутого Г. Г. Хессом критерия.

Во всех анализах гипербазитов Боруса величина молекулярных отношений магния к общему железу выше восьми, а в отдельных анализах достигает тринадцати. Таким образом, принадлежность борусских ультраосновных пород к гипербазитовой формации Алтае-Саянскскладчатой области с учетом этой закономерности представляется очевидной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного изучения Борусского гипербазитового массива подтверждается принадлежность его к Алтае-Саянской гипербазитовой формации.

Массив сложен существенно магматическими, в различной степени серпентинизированными перидотитами типа гарцбургитов и возникшими за счет их серпентинитами. Выявлена также ошибочность высказанного недавно Н. Л. Добрецовым [5] мнения о том, что Борусский массив представляет собой стратифицированную интрузию, в верхней части которой залегают верлиты и лерцолиты, занимающие почти половину площади массива, а ниже — гарцбургиты. Ни в одном анализе содержание CaO не достигает даже минимальных значений, характеризующих лерцолиты и, тем более, верлиты. Так, в анализе лерцолита, Н. Л. Добрецову (табл. 2, ан. 280), окись кальция составляет только 0,28%.

В тесной пространственной и генетической связи с дунитами находятся энстатититы, образующие в дунитах то прямолинейные, то складчатые полосы, обуславливающие наличие в дунитах полосчатых и пигмитовых текстур.

Магматические гипербазиты интенсивно затронуты автометаморфической серпентинизацией, которая рассматривается здесь как обычный метасоматический процесс, протекающий с перераспределением элементов в исходных породах.

На основании анализа минеральных парагенезисов и смены их в процессе серпентинизации принимается, что серпентинизирующие растворы представляли собой водные углекислые термы, содержащие, по-видимому, в своем составе некоторое количество щелочей.

Автометаморфическая серпентинизация, совпадающая во времени с процессом охлаждения пород массива и идущая в связи с этим с понижением температуры, началась на Борусе с отложения наиболее высокотемпературной разности серпентин-антигорита по оливину и куммингтонита по ромбическому пироксену.

На стадии отложения этой высокотемпературной куммингтонит-антигоритовой ассоциации относительная подвижность компонентов характеризуется большей подвижностью магния. Вытеснение магния из железо-магнезиальных силикатов и накопление его в растворах при автометаморфической серпентинизации, протекающей на некоторой глубине, обуславливает появление фронта магнезиального метасоматоза в верхних частях массива. Здесь восходящие магнезиальные растворы встречают частично остывшие и в той или иной степени автосерпентинизированные гипербазиты (см. фиг. 1). При этих сравнительно низких значениях температуры относительная подвижность компонентов меняется. Известно, что при низкотемпературных метасоматических процессах кремнезем подвижнее магния [2]. Поэтому можно предположить, что по достижении некоторого определенного геоизотермического уровня восходящие магнезиальные растворы должны оставлять магний насыщаться кремнеземом. В результате обменных реакций, протекающих между раствором и возникшим серпентином, начинает развиваться метасоматическое замещение серпентина и других богатых кремнеземом минералов магнезиальным оливином.

Экспериментальные исследования системы $MgO-SiO_2-H_2O$, выполненные Н. Боуэном и О. Таттлом [3], показали, что при давлениях выше 1000 кг/см^2 реакции серпентинизации практически не зависят от давления. На основании тех же экспериментов можно считать установленным, что максимальной температурой, при которой возможна автосерпентинизация, будет $t=500^\circ$, а самой низкой температурой, при которой возможно замещение серпентина магнезиальным оливином будет $t=400^\circ$.

Специфика природных процессов дает основание предполагать, что этот температурный интервал будет более широким, чем те его пределы, на которые указывают эксперименты ($400-500^\circ$).

Таким образом, в интервале температур, при котором оба минерала — серпентин и форстерит — являются устойчивыми, фактором, определяющим отложение того или другого минерала (серпентина или форстерита) будет, естественно, не температура и, как показали эксперименты, не давление, а концентрация в растворе реагирующих элементов.

Проявления щелочного метасоматоза, в результате которого на Борусе образовались альбитовые гнейсы, глаукофановые сланцы, жадеититы и натролитовые породы, связываются с остаточными растворами гипербазитовой магмы. По материалам многих авторов, натровый метасоматоз составляет характерную особенность послемагматических процессов, связанных с гипербазитами геосинклинальных областей.

Многочисленные примеры проявления натрового метасоматоза в связи с гипербазитами обобщены В. Н. Лодочниковым [15], указавшим на невозможность их связи с кислыми магмами.

В Борусском гипербазитовом массиве доказательства этих положений весьма убедительны.

Если представления о генетической связи натровых растворов с гипербазитами верны, то мы вправе сделать допущение о том, что не лишними щелочей должны быть и те растворы, воздействием которых обусловлена автометаморфическая серпентинизация гипербазитов.

Известно, что щелочи очень охотно входят в соединения с глиноземом и почти не дают при низких температурах нерастворимых соединений с компонентами ультраосновных пород (MgO и SiO_2). В связи с этим есть основание полагать, что щелочи (в частности, натрий), находящиеся в серпентинизирующем растворе, не проявляют себя в минеральных ассоциациях, возникающих при серпентинизации гипербазитов. Оставаясь в растворе в качестве блуждающих элементов, щелочи проявляют себя лишь при встрече ими глиноземсодержащих пород.

Изучение кислых даек, залегающих в гипербазитах Боруса, показало, что они сначала подвергались слабой микроклинизации и серицитизации. Это указывает, что калий раньше, чем натрий, вступал в соединение с глиноземом плагиоклаза, образуя метасоматически микроклин. Развившийся несколько позже при более низких температурах натровый метасоматоз приводил к образованию за счет даек гранитоидов метасоматических альбититов. При дальнейшем развитии этого процесса альбититы замещались в одних случаях жадеититами, в других — натролитовыми породами. Таким образом, образование жадеитовых и натролитовых пород во времени совпадало с автометаморфической серпентинизацией или следовало за ней.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. С. Баклаков. Геологическое строение Коленского молибденового месторождения в Западном Саяне.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, 1934, вып. 7.
2. А. Г. Бетехтин. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
3. Н. Боуэн и О. Таттл. Система $MgO-SiO_2-H_2O$.— В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
4. А. Н. Винчелл и Г. Винчелл. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
5. Н. Л. Добренов. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитит и альбититов хребта Борус (Западный Саян).— Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, 1963, 1.
6. В. Н. Еремеев, Б. Я. Меренков, В. П. Петров, Л. А. Соколова. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактного воздействия гранитоидов на ультраосновные породы.— Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., петрограф., минералог. и геохим., 1959, вып. 31.
7. В. П. Еремеев. Петрография и генезис Актювского месторождения хризотил-асбеста.— Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., петрограф., минералог. и геохим., 1959, вып. 31.
8. А. Н. Заварицкий. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Геол.-техн. геол.-разв. изд-во, 1932.
9. А. Н. Заварицкий. Петрография Урала, ч. 1, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1934.
10. А. А. Каденский. Магматическая геология передового хребта Северо-Западного Кавказа. Изд-во АН СССР, 1956.
11. Д. С. Коржинский. Очерк метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
12. Д. С. Коржинский. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 12.
13. Б. Н. Кротов. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи.— Труды Казанск. об-ва естествоисп., 1915, 47, вып. 1.
14. Ю. А. Кузнецов. К проблеме происхождения магматических пород.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1953, № 1.

- В. Н. Лодочников. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
- В. П. Петров. Общие закономерности формирования и размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
- А. Г. Сивов. Нижний кембрий Западного Саяна.— Изв. Томск. политехнич. ин-та, 1953, **74**, вып. 2.
- Н. Д. Соболев. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолиздат, 1952.
- Ф. Д. Тернер. Эволюция метаморфических пород. ИЛ, 1951.
- Ф. Д. Тернер, Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- В. Е. Трегер. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. ГОНТИ, 1958.
- Г. Г. Хесс. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита.— Труды XVII Междунар. геол. конгр., 1939, **2**.
- М. И. Юдин. О природе полосчатых и пегматитовых текстур гипербазитов хребта Борус.— Докл. АН СССР, 1957, **116**, № 5.
- М. И. Юдин. Дуниты хребта Борус и их происхождение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1959, № 2.
- М. И. Юдин. Оливиновые роговики на р. Кантегир (Западный Саян).— Изв. Томск. политехнич. ин-та, 1961, **120**.
- М. И. Юдин. Жадеитовые и натролитовые породы в гипербазитах хребта Борус (Западный Саян).— Изв. АН СССР. Серия геол. 1963, № 4.
- М. И. Юдин. Альбитсодержащие кристаллические сланцы хребта Борус.— Изв. Томск. политехнич. ин-та, 1963, **121**.

**ДУНИТ-ВЕРЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ
ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ГИПЕРБАЗИТОВ
(на примере интрузий Сихотэ-Алиня)**

Гипербазиты Сихотэ-Алиня, как показали новые исследования, являются различными не только по возрасту, но и по составу. Эти породы образуют здесь две отчетливо выраженные формации: дунит-гарцбургтовую и дунит-верлитовую, различающиеся по геологическому положению, рудоносности и генезису. Наибольшим распространением в складчатых зонах Сихотэ-Алиня пользуются породы дунит-верлитовой формации, на характеристике которой мы и остановимся ниже.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФОРМАЦИИ
И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД**

Дунит-верлитовая формация на юге Дальнего Востока (фиг. 1) распространена в пределах двух зон верхнепалеозойской складчатости Наданьхада-Бикийский, Сихотэ-Алинский и на площади Дахэчжэньского выступа синийских сланцев в северо-восточной части КНР. Порода ее в пределах первого региона условно считаются среднеюрскими. В Сихотэ-Алинской зоне интрузивы дунит-верлитовой формации не выходят за пределы верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных образований являются верхнепалеозойскими. Вероятнее всего, гипербазиты в обоих регионах являются верхнепалеозойскими, что и отражено на фиг. В пределах Двухэчжэньского выступа гипербазиты являются синийскими.

Пространственно во всех указанных структурно-фациальных зонах интрузивы дунит-верлитовой формации связаны с крупными дизъюнктами, оперяющимися структурными швами (Синкайский, Центральный и Западный Сихотэ-Алинский). Они залегают в вулканогенных толщах, для которых характерно наличие только основных лав. Кислые лавы отсутствуют совершенно. Это составляет одну из особенностей геологического положения рассматриваемых пород по сравнению с дунит-гарцбургтвой формацией других регионов юга Дальнего Востока и Союза.

Дунит-верлитовая формация в пределах Тихоокеанского складчатого пояса распространена и в других областях. К ней, очевидно, относят гипербазиты, залегающие в виде мелких линзовидных тел в толщах метаморфических сланцев юго-восточной части острова Сахалина. В результате метаморфизма гипербазиты здесь оказались превращенными в роговообманковые и хлоритовые породы, как это нередко наблюдается

пределах Наданьхада-Бикинской зоны и в Дахэчжэньском выступе. На северо-востоке к дунит-верлитовой формации можно отнести ультраосновные и основные породы Вивниковско-Хатырского пояса, описанные в работе М. В. Богдаевой, В. Т. Матвеевко [1] и А. Ф. Михайлова [6].

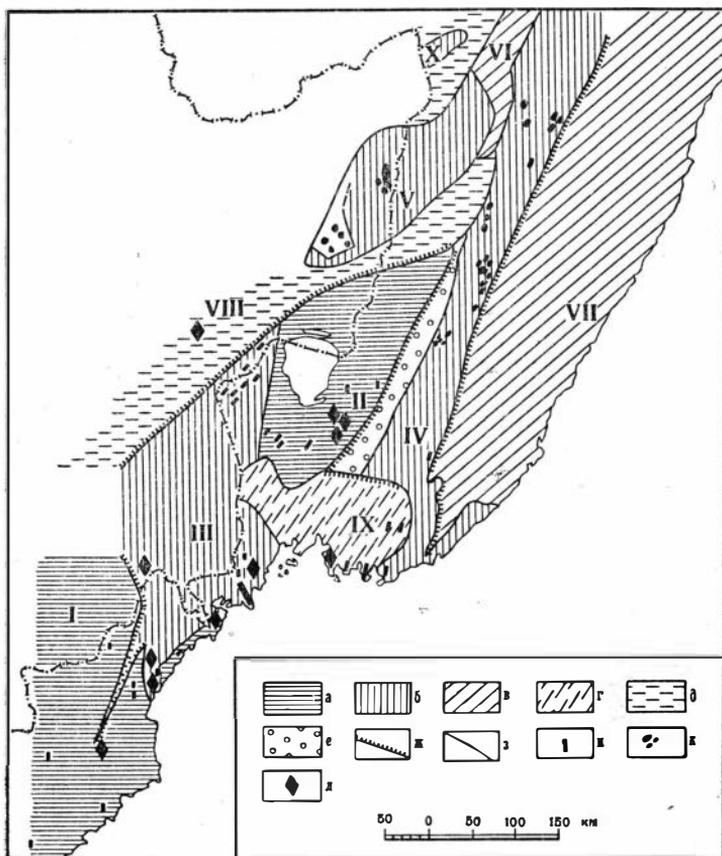


Рис. 1. Схема геологического положения базитов и гипербазитов юга Дальнего Востока (тектоническая основа дана по А. М. Смирнову)

а — древние кристаллические массивы (I — Сино-Корейский, II — Ханкайский); б — зоны герцинской складчатости (III — Лаоелин-Гродековская, IV — Сихотэ-Алиньская, V — Наданьхада-Бикинская, X — Хехцирская); в — зоны мезозойской геосинклиналиной складчатости (VI — Хорская, Сихотэ-Алиньская); г — приплатформенная Южно-Приморская зона (IX) — мезозойской складчатости (I₃—Сг₂); д, е — внутриконтинентальные мезозойские прогибы (VIII — Алчано-Матайский и Даубихинский); ж — структурные швы; з — границы структурно-фациальных зон; и — породы базитового ряда; к — породы дунит-верлитовой формации; л — породы дунит-гарбургитовой формации

На приведенной схеме (фиг. 2) видно, что дунит-верлитовая формация занимает особую пространственную, а в конечном счете и геологическую позицию. В пределах советской части Тихоокеанского складчатого пояса, на севере и на юге, породы ее образуют как бы внутренний гипербазитовый пояс в отличие от внешнего, представленного породами дунит-гарбургитовой формации. Это во многом напоминает картину распространения более молодых — мезозойских — гипербазитов по другую сторону Тихого океана, в западной части Северной Америки, отмеченную Дж. А. Ноблем и Х. П. Тэйлором [10].

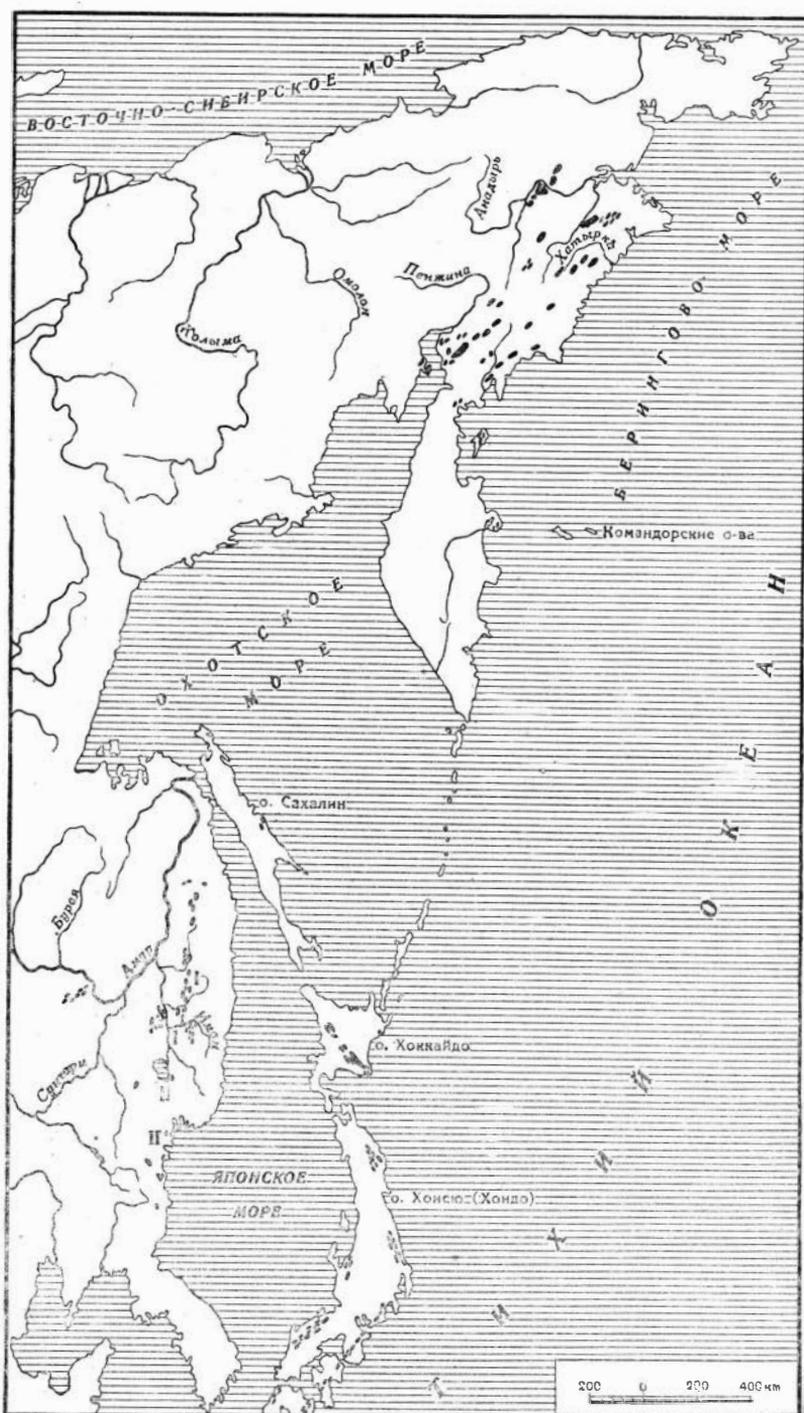


Рис. 2. Схема распространения формаций гипербазитов в советской части Тихоокеанского складчатого пояса

I — породы дунит-верлитовой формации; *II* — породы дунит-гарцбургитовой формации

Итак, образование дунит-верлитовой формации во внутренних зонах Тихоокеанского складчатого пояса — наиболее примечательная особенность развития его интрузивного магматизма. Отсюда вытекает необходимость выделения рассматриваемой ассоциации пород как особой формации гипербазитов. Она, видимо, характерна в основном для периферических геосинклиналей (краевых эвгеосинклиналей), закладывавшихся в прошлом на границе континентального блока и ложа первичного океана. Подобные эвгеосинклинали во внутреннем поясе, очевидно, закладывались на базальтовой коре океанического типа, а во внешнем — на континентальной коре. В связи с этим находилось и развитие гипербазитового магматизма. Дунит-верлитовая формация образовалась во внутреннем поясе, а дунит-гарцбургитовая — во внешнем. Небезынтересно отметить, что породы последней формации встречаются в основном в складчатых поясах, которые в данное время находятся глубоко внутри континентов. В прошлом они формировались главным образом во внутренних геосинклиналях, закладывавшихся между выступами континентального блока и, очевидно, на более кислой коре, приближающейся по составу к континентальной.

Дунит-верлитовая формация юга Дальнего Востока представлена мелкими (площадью до 10 км²) и реже крупными (площадью до 100 км²) линзовидными интрузивами, которые круто залегают (70—80°) в эффузивах, песчаниках и кремнистых сланцах. В состав формации входят как ультраосновные, так и основные породы. Последние распространены меньше и имеют характер крупных и мелких даек, сопровождающих ультраосновные разности. С ультраосновными породами связаны сильно глиноземистые хромиты, а с габбро-диабазами встречается медно-никелевая минерализация.

Формирование пород дунит-верлитовой формации протекало в следующей последовательности: 1) мелкозернистые и равнозернистые дуниты, верлиты и пироксениты, редко лерцолиты и гарцбургиты; 2) крупно- и реднезернистые верлиты и пироксениты порфирированной структуры; 3) горнблендиты и другие амфиболовые породы; 4) серпентиниты; 5) габбро-диабазы и диабазы; 6) жилы габбро-пегматитов и связанные с ними горнблендиты; 7) медно-никелевое оруденение, сопровождавшееся хлоритизацией, амфиболизацией, иногда оталькованием. Образованию каждой из указанных выше групп пород предшествовали тектонические подвижки, выразившиеся в развитии трещин дробления и свидетельствующие о неспокойной тектонической обстановке периода формирования гипербазитовой формации.

СОСТАВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Большинство массивов дунит-верлитовой формации в изученных регионах характеризуется слабой серпентинизацией пород. Нередки и совершенно свежие дуниты и верлиты, встречающиеся даже в апикальной части интрузивных тел, как это наблюдается в бассейнах рек Аюя и Хора.

Первичными и наиболее ранними породами во всех массивах дунит-верлитовой формации являются, как правило, мелкозернистые и равнозернистые дуниты, верлиты и пироксениты. Они более всего распространены в Наданьхада-Алинской зоне складчатости и на территории Дахэжэньского выступа. Эти породы в большинстве случаев образуют здесь энкопелосчатый комплекс, который в интрузивах прослеживается на глубину более 600 м, как видно в районах с сильно расчлененным рельефом. Преобладают в массивах верлиты. Меньше распространены дуниты и пироксениты, представленные диаглитами. Эти породы изредка встречаются и отдельно друг от друга, слагая самостоятельные мелкие интрузивные тела. Гипербазиты с гиперстеном здесь отсутствуют.

В пределах Сихотэ-Алинской зоны верхнепалеозойской складчатости первичные дуниты, верлиты и пироксениты распространены меньше, чем в толькo что указанных выше регионах северо-востока Китая. Это обусловлено тем, что здесь первичные породы в интрузивах многих районов (бассейны рек Имана, Хора и Анюя) оказались превращенными во вторичные образования в результате метасоматической авгитизации. Мелкозернистые дуниты и верлиты, например, были преобразованы в порфириовидные верлиты и пироксениты со структурой от среднезернистой до грубозернистой. Первичные пироксениты при этом испытали во многих случаях перекристаллизацию и заместились более крупнозернистыми и порфириовидными разностями диаллагитов.

Процесс метасоматической пироксенизации происходил после деформационных подвижек в остывавших первичных дунитах, верлитах и пироксенитах. Он был региональным, так как совершался почти во всех массивах Сихотэ-Алинской зоны верхнепалеозойской складчатости. В большинстве интрузивов пироксенизация протекала в широких масштабах и весьма интенсивно. Некоторые мелкие массивы дунитов оказались полностью преобразованными в верлитовые и пироксенитовые. Этот процесс совершался благодаря привнесу в остывающие первичные дуниты и верлиты Al_2O_3 , SiO_2 , CaO постмагматическими растворами и носил регрессивный характер, поскольку проходил, очевидно, после образования рудных гистеромагматических хромитов, как это наблюдается, например, во многих массивах гипербазитов Урала. Он проявился неодинаково. Наиболее полно пироксенизация происходила вдоль контактов интрузивов с вмещающими породами, а также в области крутых продольных пластовых трещин отдельности.

В апикальной части массивов авгитизация сильнее всего выразилась вдоль горизонтальных или слабо наклонных пластовых трещин отдельности, а также в области секущих их трещин дробления. В результате этого краевые зоны многих интрузивов оказались сложенными первичными и вторичными пироксенитами (диаллагитами), центральные — дунитами, а промежуточные — первичными и вторичными верлитами. Массивы приобрели хотя и зональное, но очень сложное строение.

В результате метасоматической пироксенитизации в породах образовались не только полосчатая и пятнистая текстуры, но и порфириовидная структура [благодаря обилию порфиробластов буроватого авгита размерами от 1 м до 2—5 см, содержащих изъеденные зерна оливина (фиг. 3)]. Наиболее крупные зерна и кристаллы, а также жилы вторичного авгита формировались в трещинах максимальной циркуляции растворов и обилия минерализаторов. С удалением от трещин размер зерен пироксена постепенно уменьшаются и крупнозернистые пироксениты постепенно переходят в более мелкозернистые разности, а последние — во вторичные верлиты с линзами-реликтами дунитов (фиг. 4).

Изучение пород показывает, что процесс региональной авгитизации дунитов в стадию кремние-кальциевого метасоматоза совершался при высокой температуре и происходил после образования аксессуарных и рудных хромшпинелидов в дунитах. Последние во вторичных пироксенитах присутствуют лишь в качестве реликтов. Изредка и голько в некоторых массивах (реки Кафэн, Иман) наряду с дунитами и верлитами встречаются лерцолиты и гарцбургиты.

Количественно-минералогический состав главных ультраосновных пород — дунитов, первичных и вторичных верлитов и пироксенитов — показан в табл. 1. Из таблицы видно, что типичными минералами их являются оливин и авгит. Авгит встречается в 2-х генерациях: ранней и поздней. Ранний авгит характерен для первичных пород, а поздний — для вторичных. Изредка присутствует буроватая роговая обманка, образовавшаяся после некоторого дробления верлитов и пироксенитов и

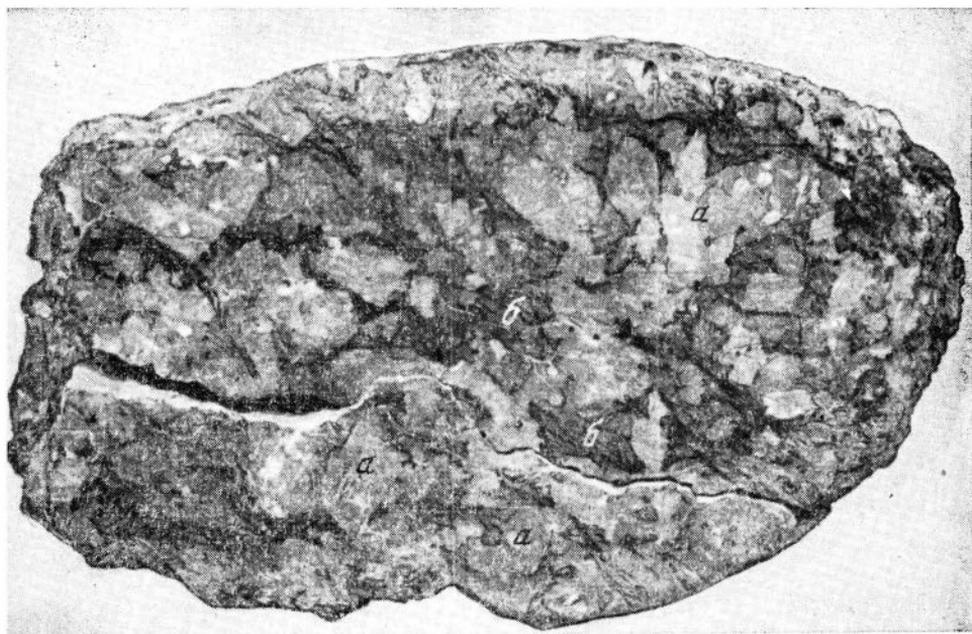


Рис. 3. Верлит (вторичный) с порфиробластами авгита (а), содержащими изъеденные реликты оливина. Между зонами авгита видны неправильные реликты дунита (б).
Нат. вел.

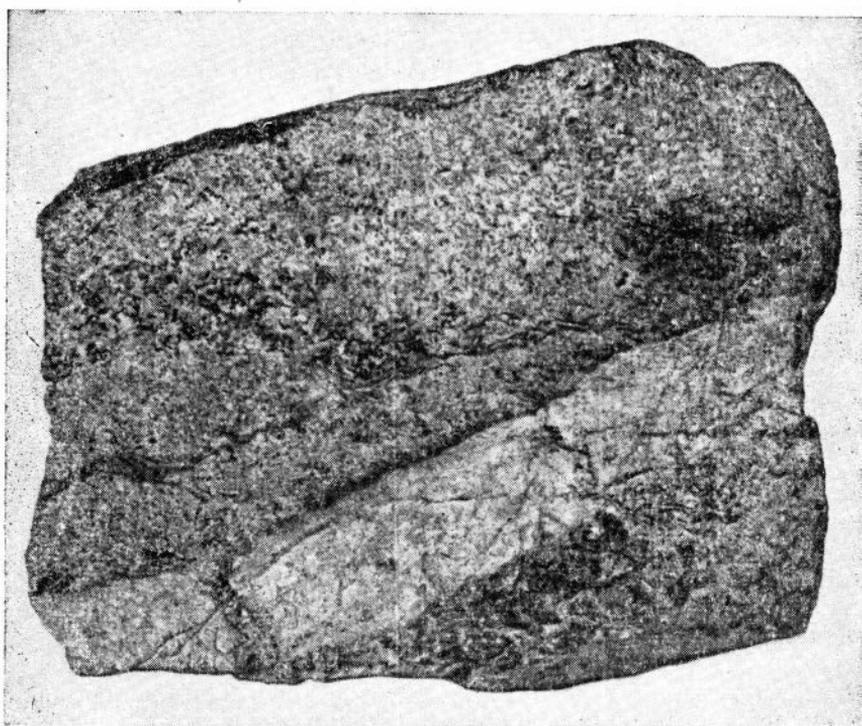


Рис. 4. Линзоватый ксенолит дунита в массе вторичного пироксенита; содержащего оливин. В ксенолите видна просечка из пироксена. Нат. вел.

Количественно-минералогический состав главных типов ультраосновных пород дунит-верлитовой формации

№ п/п	№ образца	Порода	Оливин	Авгит	Хромит	Магнетит	Роговая обманка	Тремолит	Хризотил	Антролит	Клинохлор	Шосонит
1	C=358	Верлит	20	30	—	—	—	34	—	—	10	6
2	C=358/9	Лироксенит	—	85	—	3	—	6	—	—	4	2
3	C=1095/1	То же	—	65	—	3	—	27	—	1	2	—
4	C=1270/3	Верлит	35	50	1	3	1	—	10	—	—	—
5	C=1270/4	То же	25	56	3	4	6	3	7	—	—	—
6	C=1270/1	» »	15	70	1	3	2	3	6	—	—	—
7	C=1271/1	» »	24	56	—	3	1	—	16	—	—	—
8	C=149/6	Дунит	70	1	1	2	—	3	20	—	—	—
9	C=358/10	» »	82	—	1	2	—	—	15	—	—	—
10	И=56	Верлит	50	20	—	4	—	9	15	—	—	—
11	И=67	» »	65	20	—	5	—	10	—	—	—	—
12	C=321/4	Лироксенит	1	86	—	3	—	1	—	—	5	—
13	C=358/9	То же	—	88	—	1	—	1	—	—	—	—

Примечание. 1—3, 9, 10, 11, 13—первичные породы; 4—7, 12—вторичные породы

отвечающая более низкотемпературной стадии минералообразования — стадии водно-кремне-натриевого метасоматоза. Из акцессорных встречается хромит, а при отсутствии его (в некоторых массивах бассейна: р. Хор) — магнетит в парагенезисе с зеленой шпинелью. Вторичными минералами, возникающими при постмагматических изменениях, являются: тремолит с пылеватым магнетитом, а при более низкой температуре — хризотил также с пылеватым магнетитом. В связи с воздействием на ультраосновные породы растворов гранитоидов образовались бесцветных клинохлор ($2V = +34^\circ$, $cNg = 5-6^\circ$) в парагенезисе с зеленым плеонастом ($N = 1,775$; $f = 65\%$), а также тальк и карбонат, зеленый хлорит местами эпидот.

В таблице 2 показаны оптические свойства и состав оливина и авгита (раннего и позднего) из ультраосновных пород. Из таблицы следует, что эти минералы имеют несколько повышенную железистость. Железистость (f) оливина составляет 10—14% в верлитах и в дунитах. Железистость раннего авгита составляет 16—22%. Поздний авгит является более железистым, так как содержит до 30% железистого компонента.

В табл. 3 приведены оптические свойства буровато-зеленой роговой обманки, замещающей оливин и авгит и переходящей в зеленую и бесцветную разновидности и далее в бесцветный тремолит с понижением температуры постмагматических растворов. Из таблицы и наблюдений под микроскопом следует, что по мере снижения температур постмагматических растворов имело место образование все более магнезильной роговой обманки и тремолита. Выделявшееся при этом железо выпадало в виде обильной и мелкой пыли магнетита, забивавшей зерна тремолита или бесцветной роговой обманки настолько, что под микроскопом они выглядят совершенно темными. Процесс выделения железа из роговой обманки и выпадания его в виде магнетита свидетельствует, что по мере снижения температуры постмагматических растворов в них происходило повышение химического потенциала

Оптические свойства и состав главных минералов ультраосновных пород

№ п/п	№ обр.	Минерал	$2V$	$c : Ng$	Ng	Np	f/Fs
1	C-353	Оливин из верлита	82(—) — 84°(+)	—	—	1,667	12
2	То же	Авгит из верлита	48—52°(+)	38—42°	1,710	1,680	20
3	C-1095/1	Авгит из пироксенинита	64°(+)	38°	1,710	1,680	20
4	C-1085/1	Оливин из дунита	88—90°	—	—	—	10
5	C-1326/4	Авгит из верлита	46—44°	—	1,721	1,690	30
6	C-1270/4	—	48—46°	—	1,712	1,686	24
7	C-1270/1	—	48—46°	—	1,709	1,680	21
8	C-1270/3	Оливин из верлита	—	—	1,690	1,660	10
9	C-381	Оливин из дунитов	89°(+)	—	1,693	1,663	12
0	И-65/2	Оливин из верлита	88°(—)	—	1,691	1,651	11
1	C-227/1	Авгит из верлита	48—60°(+)	44—48°	1,717	1,690	22
2	C-321/4	Авгит из пироксенинита	50—60°(+)	37—42°	1,712	1,683	19
3	C-1271/1	Авгит из верлита	48—60°(+)	44—48°	1,705	1,677	14
4	C-227/1	Оливин из верлита	—	—	1,699	1,668	14

1, 4 8—10, 14—оливин; 2, 11—13—ранний авгит; 5—7—поздний авгит.

Таблица 3

Оптические свойства и состав роговой обманки и тремолита

№ обр.	Минерал	$c : Ng$	Ng	Np	f
Ин-9	Буро-зеленая роговая обманка	12—14°	1,669	1,651	30
Ин-16	То же	13°	1,656	1,649	15
Ин-3	Тремолит	14	1,640	1,615	13
То же	То же	10	1,634	1,617	6
C-13	То же	—	1,634	1,617	6

слорода. Это и приводило к образованию все более магнезиальных фиболов.

В табл. 4 показаны химический состав ультраосновных пород и словые характеристики, по А. Н. Заварицкому. Общая железистость ($f = \frac{FeO + Fe_2O_3}{Fe_2O + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$) изученных дунитов, верлитов ($f = 17,6—21\%$) пироксенинов ($f = 22,1\%$) является более высокой, чем у дунитов, рибургитов, лерцолитов ($f = 6—9\%$) и верлитов ($f = 15\%$) Кемпирсай-го и Хабарниского массивов Урала, относящихся к дунит-гарц-ригитовой формации.

Химический состав первичных дунитов и верлитов и числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	№ обр.	Порода	Весовые проценты окислов и числовые характеристики														
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Σ
			a	с	b	s	f'	m'	c'	h	φ	t	Q	a/c			в
1	И-46	Дунит	37,12	—	0,83	8,79	8,44	0,3	34,37	0,31	0,13	0,03	—	0,09	8,89	0,31	99,3
			0,30	0,34	60,96	38,39	12,03	87,46	1,77	86,74	8	—	23,47	0,9	—	—	—
2	С-140/6	Верлит	37,72	0,17	4,27	6,55	7,12	0,26	33,63	1,68	0,17	0,00	0,05	0,01	8,14	0,48	99,67
			0,30	2,2	60	37	18,2	82,3	0,3	100	8,4	0,3	27,8	0,1	—	—	—
3	И-65	То же	37,48	0,02	0,66	3,24	13,86	0,20	39,68	0,94	0,30	0,08	—	0,10	1,87	0,26	98,45
			0,07	0,63	65,03	34,26	16,18	83,38	0,43	70,14	3,4	0,4	32,26	0,1	—	—	—
4	С-219/4	« «	39,70	0,26	1,81	4,75	10,15	0,28	36,78	3,15	0,34	—	0,01	0,01	2,40	0,36	99,64
			0,5	0,7	62,8	36	17,7	78,6	3,7	100	0,7	4	29,7	0,7	—	—	—
5	С-227/1	« «	44,48	0,38	0,85	1,60	14,30	0,24	34,62	4,60	0,14	—	—	0,02	1,34	0,08	99,47
			0,3	0,3	61,6	37,8	19,6	73,7	6,7	100	1,7	0,7	25,3	1	—	—	—
6	С-330/4	Пироксенит	46,69	1,13	2,68	3,73	7,00	0,15	20,32	15,44	0,26	0,01	—	0,04	2,18	0,50	99,22
			0,46	1,28	52,3	46	16	55,8	28	100	8,2	1,8	10,24	0,7	—	—	—

Основные породы, связанные с ультраосновными, имеют большей частью дайковый характер и встречаются чаще в контактах последних вмещающими породами. Это габбро-диабазы и диабазы с жилами габбро-пегматитов. Реже встречаются габбро. Мощности даек диабазов достигают 1 км, а длина 20 км. Так дайки встречаются редко и сопровождаются только крупными массивами ультраосновных пород. Гораздо чаще встречаются мелкие тела, длиной до 200 м, мощностью до 20 м, залегающие в итрузивах перидотитовых трещин дробленых трещин. В дайках диабазов встречаются мелкие, мощности до 0,5 м, жилы и гнезда габбро-пегматитов неправильной формы. Последние наблюдаются также в верлитах и дунитах в видимой связи с диабазом. В этих случаях габбро-пегматиты имеют оторочки из грубозернистых пироксенитов и гортендитов. В некоторых жилах и гнездах габбро-пегматитов встречаются мелкие скопления зерен магнетита.

Количественно основные породы имеют большее распространение по сравнению с ультраосновными, но это соотношение их нередко изменяется. По простиранию гипербазитовых поясов ближе к жестким структурно-фациальным зонам роль основных пород увеличивается. Здесь иногда преобладают перидотитами, хотя в целом в формации имеют подчиненное значение.

Количественно-минералогический состав основных пород

№ п/п	№ обр.	Плагиоклаз	Авгит	Роговая обманка	Актинолит	Хлорит	Титаномагнетит	Эпидот	Сфен	Кальцит
1	С-219/2	50	5	1	34	1	7	1	0,5	0,5
2	С-256/2	55	10	3	20	4	5	2	0,5	0,5
3	И-4	35	15	30	—	10	10	—	—	—
4	И-6	25	5	60	—	5	3	—	—	—
5	И-44	42	20	35	—	—	3	—	—	—
6	С-306/1	70	20	6	—	—	4	—	—	—

Примечание. 1, 2 — диабазы; И-4, 6, 44 — габбро; С-306/1 — габбро.

Оптические свойства и особенности состава темноцветных минералов основных пород

№ п п	№ обр.	Минерал	$2 V$	$c:Ng$	Ng	Np	f/Fs
1	С-256/1	Авгит из диабазы	$50^\circ +$	39°	—	—	—
2	С-306/1	Авгит из габбро	$54^\circ (+)$	39°	1,711	1,686	21
3	То же	Роговая обманка из габбро	$73^\circ (-)$	21°	1,679	1,665	44
4	С-309/4	Авгит из габбро-пегматита	$44^\circ (-+)$	44°	1,707	1,684	23
5	С-323/1	Роговая обманка из габбро-пегматита	$82^\circ (-)$	17°	1,676	1,659	40

Таблица 7

Химический состав основных пород и числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ обр.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FcO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	ε	
		a	c	b	s	f	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$	—	—	
1	Г-522	Габбро-полосчатое тело	45,30	0,79	16,78	1,20	7,46	0,21	13,40	9,03	2,82	0,23	0,05	2,60	0,11	99,78
			6,4	8	33,6	52	24	67	9	95,7	2,7	1,3	16,8	0,8		
2	С-219/1	Габбро-диабаз	48,95	4,10	14,70	3,62	7,75	0,14	4,40	8,88	4,38	0,70	0,92	0,91	0,15	99,45
			10,7	4,6	24,8	59,9	43,63	30,4	26	91	1,3	6,2	6	2,3		
3	С-309/4	Габбро-пегматиты	47,39	5,23	13,15	3,61	10,70	0,19	5,75	9,06	3,76	0,36	0,36	0,78	0,46	99,34
			15,7	7,8	25,1	51,45	58,4	33,9	22,2	47,3	10,5	8,2	36,4	2,08		
4	С-329/1	То же	47,29	4,40	13,08	3,52	8,48	0,18	7,08	11,91	3,62	0,17	0,04	0,81	0,36	100,38
			24,3	8,1	27,3	50,2	46,3	38,2	16,5	48,3	9	7	36,3	1,8		

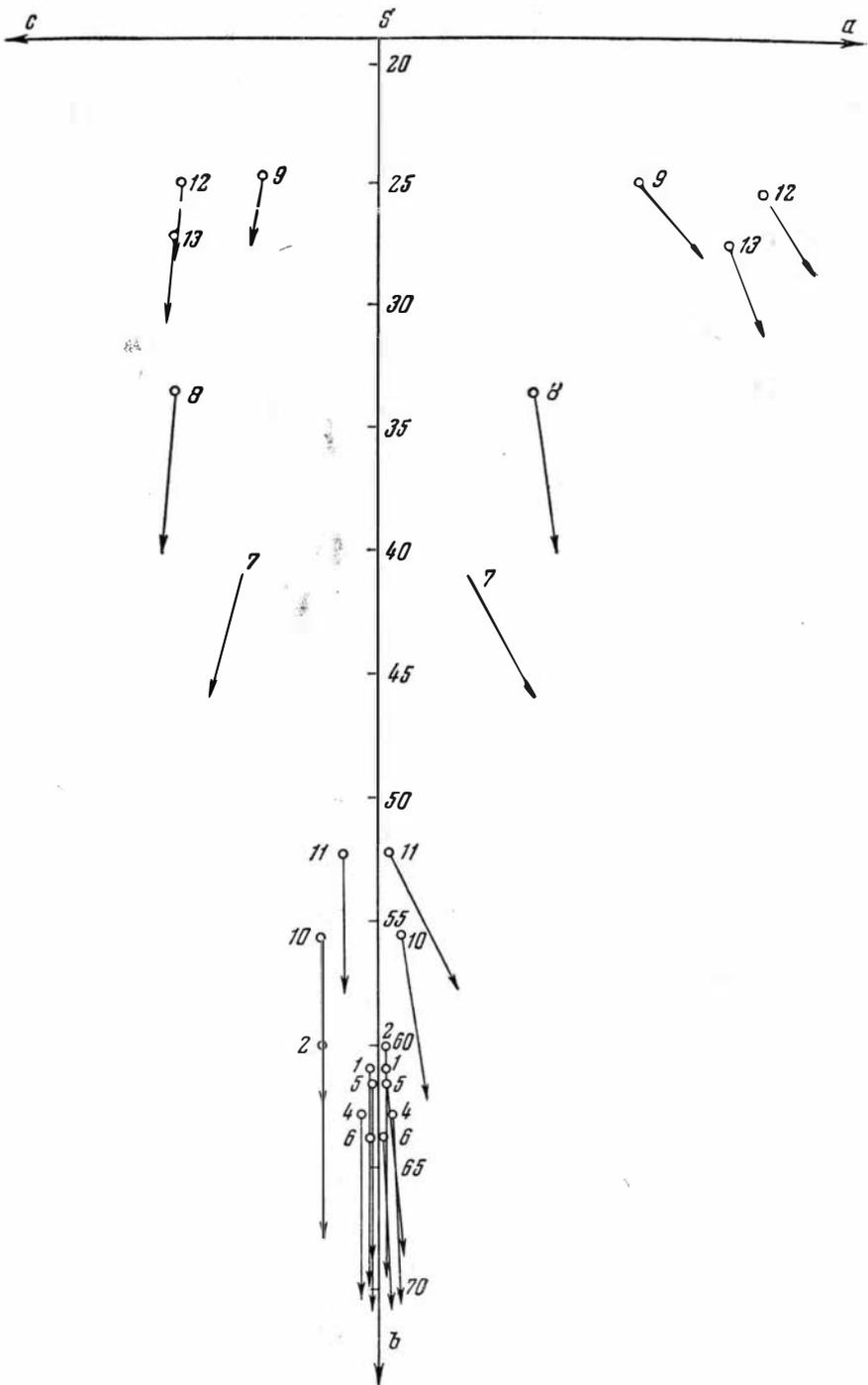


Рис. 5. Диаграмма состава первичных пород дунит-вермитовой формации, по А. Н. Заварицкому

1 — дунит; 2—6 — верлиты; 7 — горнблендит; 8 — полосчатое габбро; 9 — габбро-диабаз; 10, 11 — пироксениты; 12, 13 — габбро-пегматиты

Характерно, что основные породы дунит-верлитовой формации никогда не содержат сколько-нибудь заметных концентраций железа, титана и ванадия. В этом отношении они аналогичны основным породам из дунит-гарцбургитовой формации и резко отличаются от сходных пород базитового ряда. Такая металлогеническая особенность основных пород, связанных с гипербазитами имеет характер общей закономерности и не позволяет считать их производными основной базальтоидной магмы. Это особая категория основных пород, бесплодных в отношении месторождений железа, которая, очевидно, связана с дунитами и верлитами парагенетически и образуется из бедной железом ериidotитовой магмы при глубинной дифференциации.

Количественно-минералогический состав основных пород показан табл. 5. Из таблицы видно, что главными минералами их являются лагиоклаз, роговая обманка и авгит, а аксессуарными — титаномагнетит, иногда апатит. Вторичные минералы — актинолит, хлорит, эпидот, фен, кальцит, альбит.

Плаггиоклаз в большинстве случаев относится к андезину, реже к итовниту с отчетливо выраженными признаками альбитизации.

Авгит замещен роговой обманкой и наблюдается в ядрах зерен того минерала. Он содержит больше железистого компонента (Fs), чем пироксен первичных ультраосновных пород. Содержание железистого компонента в авгите в общем невысокое и составляет 21—23%. Более железистым ($Fs=23\%$) является авгит-из габбро-пегматитов табл. 6).

Роговая обманка буровато-зеленая. В большинстве пород она преобладает над авгитом и находится в парагенезисе с более кислым плаггиоклазом (андезином), чем авгит. Железистость ее составляет 40—44%, по диаграмме В. Е. Трегера [7]. Вторичные минералы — актинолит и хлорит — образованы за счет изменения роговой обманки и авгита, а сфен — за счет титаномагнетита. Кальцит и альбит образовались в процессе азложения более основного плаггиоклаза.

Химический состав основных пород показан в табл. 7 и отражен на диаграмме (фиг. 5), построенной по методу А. Н. Заварицкого.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ФОРМАЦИИ И ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Резкое преобладание ультраосновных пород над основными разновидностями при тесной геологической связи их, а также относительно высокая магнетизальность темноцветных минералов и отсутствие концентраций железа указывают на то, что дунит-верлитовая формация — производная ериidotитовой магмы, а не базальтоидной.

Причиной разнообразия формаций гипербазитов является, очевидно, различие в эволюции перидотитовых магм разного состава, как предполагает Э. А. Кузнецов¹. С этой точки зрения представляется весьма вероятным, что гипербазитовые магмы, дающие породы дунит-верлитовой формации, образуются из слабо дифференцированной мантии Земли, обогащенной альцием, железом, и следовательно, более легкоплавкой, а магмы, дающие дунитгарцбургитовые формации, возникают из более магнетизального и тугоплавкого перидотитового субстрата, испытавшего более интенсивную дифференциацию вещества. В литературе имеются указания на неоднородный состав перидотитового субстрата в различных районах Земли [8]. Магмы и формации гипербазитов первого вида должны рождаться в зоне океанов или вблизи их, т. е. там, где мантия дифференцирована слабо, а базальтовый слой океанического типа находится

¹ Устное сообщение Ю. А. Кузнецова.

еще в стадии формирования. Магмы и формации гипербазитов второго вида (дунит-гарцбургитовые) могут возникать в связи с наиболее глубокими разломами в земной коре или же, скорее всего, образуются и мантии с далеко зашедшей дифференциацией вещества по температур плавления и силе тяжести. Такая мантия, очевидно, находится под мощной корой с хорошо развитым базальтовым слоем и элементами сиалического слоя. Дунит-верлитовые формации тяготеют к приокеаническим складчатым зонам и океаническим островам, а пояса дунит-гарцбургитовых пород находятся сейчас глубоко внутри континента.

И с этой точки зрения мы приходим к выводу о том, что дунит-верлитовая формация образуется в эвгеосинклиналях, заложенных на недоразвитой базальтовой коре океанического типа, а дунит-гарцбургитовая — в геосинклиналях, закладывавшихся на более зрелой коре хорошо оформившимся базальтовым слоем и частично сиалическим. В пользу этого говорит наличие кислых лав среди эффузивов, с которыми связаны и гарцбургиты и отсутствие их в вулканических толщах регионов, где залегают дуниты и верлиты. На рисунке (см. фиг. 1) видно, что дунит-гарцбургитовая формация на юге Дальнего Востока расположена в области зубчатого сочленения Сино-Корейского кристаллического массива и Лаоелин-Гродековской области складчатости верхнего палеозоя. Интрузивы формации залегают в гнейсах и амфиболитах нижнего протерозоя, а чаще всего в вулканогенно-осадочных породах верхнего палеозоя, образовавшихся в узких геосинклинальных прогибах, заложенных, по всей вероятности, на кислом докембрийском основании в результате активизации кристаллического массива. Здесь очевидно, имеется пример того, что дунит-гарцбургитовые формации могут возникать не только во внутренних эвгеосинклиналях, но и во вторичных наложенных геосинклиналях. С позиции указанных выше представлений о генезисе гипербазитов это вполне закономерно.

Интересно отметить, что породы обеих формаций гипербазитов при простирацию гипербазитовых зон сменяются породами базитового ряда. Решающим в этой смене пород является глубина заложения разломов. Более глубокие разломы способствуют выведению в верхние структурные ярусы гипербазитовых расплавов, а менее глубокие определяют появление пород базальтового ряда, как отмечалось нами ранее [3]. Этим же, учитывая известную неоднородность верхних слоев мантии, по нашему мнению, можно объяснить и наблюдающееся увеличение количества основных пород (вплоть до преобладания их над ультраосновными разновидностями) при движении с севера на юг по простиранию гипербазитовых поясов в сторону платформенных регионов юга Дальнего Востока (в Сихотэ-Алинской и Наданьхада-Бикинской зонах складчатости). При дальнейшем продвижении, например от р. Тудовак на юг, в пределах Сихотэ-Алинской зоны основные породы гипербазитового ряда сменяются основными породами базитового типа. Интрузивы последних (Ариаднинский массив) характеризуются высокой железистостью и титаноносностью и не являются многофазными как гипербазитовые.

В массивах базитового ряда имеют место постепенные переходы между основными и ультраосновными породами и преобладание первых над последними. Образование этого типа интрузивов связано с разломами, которые не распространялись глубже базальтового слоя Земли. В том же направлении, с севера на юг, в складчатой системе Сихотэ-Алиня увеличивается количество щелочных пород, базальтоидное происхождение которых не вызывает сомнения. Сходная картина в распространении формаций наблюдается в Наданьхана-Бикинской зоне при движении с севера на юг в сторону Ханкайского кристаллического массива.

Близкое к этому взаимоотношение базитов и гипербазитов имеет место на Урале. Здесь при движении с юга на север гарцбургитовые осы и зоны в области среднего Урала сменяются зонами базитов. В этом же направлении, видимо, увеличивается в гипербазитах роль CaO и уменьшается их продуктивность в отношении хромитов. Похоже на то, что наиболее глубокие гипербазитовые магмы являются более богатыми хромом, хотя могут быть и исключения типа саровских интрузий.

В Закавказье смена дунит-гарцбургитовых формаций базитовыми наблюдается с юго-востока на северо-запад в сторону более жесткой структурно-фациальной зоны. Подобное этому размещение пород имеет место в Западном Саяне, по данным И. М. Волохова и В. М. Иванова [2], а также на крайнем Северо-Востоке, по сведениям М. В. Богидаевой и В. Т. Матвеевко [1].

Приведенные данные о составе и геологическом положении гипербазитов позволяют сделать следующие выводы:

1. Необходимо различать по крайней мере две формации гипербазитов: дунит-гарцбургитовую и дунит-верлитовую. Первая характерна для внутренних геосинклиналей, закладывавшихся в прошлом между континентальными глыбами на более развитой коре, близкой к континентальной. Гипербазиты этого типа возникают и в ряде вторичных геосинклиналей. Формации второго вида характеризуются более высокой железистостью ультраосновных пород ($f = 17-22\%$) и образуются в внутренних зонах краевых эвгеосинклиналей, развивающихся здесь на недоразвитой коре океанического типа.

2. Характер возникающей гипербазитовой магмы и соответствующей ей формации гипербазитов определяется составом и степенью дифференциации перидотитового субстрата. Магмы, дающие дунит-гарцбургитовые формации, рождаются из более магнезиального перидотитового субстрата с далеко зашедшим разделением вещества по температуре затвердевания и силе тяжести и формируются под уже созревшей леем базальтовой части сиалической коры. Магмы, дающие дунит-верлитовые формации, образуются из более железистого и богатого альфием слабо дифференцированного перидотитового субстрата под корою океанического типа, находящейся в стадии формирования. При дифференциации их больше возникает основных пород и меньше хромитов.

3. Глубина заложения разломов — главное условие формирования верхних структурных ярусах того или иного типа формации (базитовая или гипербазитовая).

4. Образование дунит-верлитовой формации составляет наиболее примечательную особенность развития интрузивного магматизма Тихоокеанского складчатого пояса, отличающую его от других складчатых эгионов. Оно свидетельствует о замедленной дифференциации перидотитового слоя Земли под ложем Тихого океана, продолжающейся по настоящее время, и указывает на древний возраст этого океана.

5. Процесс формирования гипербазитовых формаций — сложный, многостадийный и в широких масштабах сопровождается явлениями агрессивного метасоматоза. В образовании ультраосновных пород, например дунит-верлитовой формации, по мере снижения температуры имели место четыре главные стадии: 1) формирование первичных унитов, верлитов и пироксенитов; 2) кремние-кальциевый метасоматоз и авгитизация; 3) водно-кремние-натриевый метасоматоз и горнлендитизация; 4) стадия гидротермального изменения и серпентинизации. Наиболее широкое проявление получила пироксенитизация, связанная с привнесением магматическими растворами Al_2O_3 , CaO, SiO_2

из глубоких частей интрузий гипербазитов или из слабо дифференцированного перидотитового субстрата. Процесс пироксенизации имеет место и в породах дунит-гарцбургитовой формации, как это было показано Д. С. Штейнбергом [9] и другими исследователями, однако описанных нами породах в силу особого состава исходной магмы он проявился более широко.

6. Гипербазитовые формации являются индикаторами степени дифференциации и химического состава перидотитового субстрата, и дальнейшее изучение их позволит лучше понять закономерности эволюции земной коры. Для решения этой последней задачи необходимо также более широко и рационально поставить исследования ксеногенных включений в эффузивных и интрузивных породах континента и океанических островов.

В итоге отметим, что геолого-генетический анализ магматических образований, как требует учение, изложенное в работах Ю. А. Кузнецова [4, 5], позволит, наконец, разобраться в сложной мозаике изверженных пород и создать естественную их систематику.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. В. Богидаева, В. Т. Матвеевко. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР).—Труды ВНИИ-1, 196 вып. 59.
2. И. М. Волохов, В. М. Иванов. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Изд-во СО АН СССР, 1963.
3. С. С. Зими н. О геологическом положении базитов и гипербазитов и об особенностях связи с ними оруденения (на примере Урала и юга Дальнего Востока).— В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1, 1963.
4. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации и их классификация.— В сб. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». Изд-во АН СССР, 1960.
5. Ю. А. Кузнецов. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
6. А. Ф. Михайлов. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации с верхней части Корякско-Камчатской складчатой области.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
7. В. Е. Трегер. Таблицы для оптического определения пороодообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
8. Э. Э. Фотиади, Г. И. Каратаев. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
9. Д. С. Штейнберг. Роль некоторых процессов метаморфизма в формировании основных и ультраосновных пород Урала по новым данным.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
10. J. A. Noble and H. P. Taylor. Correlation of the ultramafic complexes of Southeastern Alaska with these of other parts of North America and the World. Report twenty-first Session Norden, part: Petrograph provinces igneous and metamorphic rocks, 1960.

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ
ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЯ
С ИНТРУЗИЯМИ**

Выяснение генетической связи послемагматических рудных проявлений с магматическими комплексами — один из сложных и актуальных вопросов рудогенезиса. Его теоретическое и одновременно большое практическое значение очевидно.

До недавнего времени происхождение железорудных месторождений Алтае-Саянской области обычно связывалось с теми интрузивами, непосредственно к контакту или контактовым зонам которых они приурочены. Как показали детальные исследования, пространственная приуроченность железооруднения к магматическим телам не всегда обусловлена их генетической связью. Приведем несколько примеров. Месторождения Кондомской группы тесно ассоциируют с гранитоидами Мустаг-Сарлыкского плутона, располагаясь в отдельных случаях непосредственном контакте с последними (Шерегешевское месторождение). Однако ранние представления о генетической связи железооруднения с этим интрузивом [4] оказались ошибочными. Аналогична история с горноалтайскими месторождениями, в частности с наиболее рупными из них — Белорецким и Инским. На основании пространственной приуроченности этих месторождений к контактовому ореолу тигерекского гранитного массива последний до недавнего времени большинством исследователей рассматривался в качестве материнского по отношению к этим месторождениям. Такого мнения отдельные исследователи придерживаются до сих пор, не утруждая себя анализом оказательств данной генетической связи. В действительности Тигерекская гранитная интрузия не повинна в железооруднении Белорецкого и Инского месторождений. Этот вывод, сделанный нами в 1959 г., настоящее время подтвержден новейшими данными других исследователей [28] так же, как и результатами разведочных работ Инской РП. Существуют различные мнения в отношении материнской интрузии для месторождений Краснокаменной группы и ряда других.

Применительно к месторождениям Алтае-Саянской области очень важно выявить закономерную связь железооруднения с теми или иными формационными комплексами интрузивных пород, ибо генетические особенности железоносных интрузий определенно влияют на масштабы железооруднения и на тип руд и особенно околорудных метасоматитов. На необходимость рассмотрения железооруднения в связи с определенными формационными типами интрузий в последнее время обращалось внимание рядом исследователей.

Следует отметить, что для выяснения генетического типа интрузивных пород вообще и гранитоидных в частности давно используется метод сравнительного изучения их петрохимических особенностей. Так П. И. Лебедев [20] установил, что петрохимически гранитоиды северных подгорий Алтая (Чарышско-Катунское междуречье) в отличие от гранитоидов железорудных районов Кузнецкого Алатау характеризуются: 1) отсутствием никеля и кобальта и присутствием ничтожных следов хрома или полным его отсутствием; 2) наличием олова и вольфрама при отсутствии следов молибдена; 3) меньшим содержанием титана. На основании перечисленных признаков автор пришел к заключению, что «граниты эти, для которых характерно отсутствие следов контаминации с производными основных пород (в противоположность горношорским гранитоидам), могут быть по петрохимической характеристике отнесены к производным «чистого гранитного типа» и считаться потенциально содержащими редкие металлы» [20].

Ю. А. Кузнецовым [17] некоторые петрохимические особенности сиенитов были предложены для различия бета-сиенитов (производных базальтовой магмы) от гамма-сиенитов (производных гранитной магмы).

При выяснении в Кондомском районе материнской по отношению к железооруденению интрузии, с одной стороны, и возрастных и генетических взаимоотношений между сиенитами и гранитами, с другой П. И. Лебедевым [21], Н. Г. Суминым, В. А. Вахрушевым [5], В. И. Каминской [13] также успешно были использованы данные сравнительного петрохимического изучения интрузивных образований этого района. В настоящее время указанный метод в целях формационного расчленения железоносных магматических комплексов юга Красноярского края широко применяется Г. В. Поляковым [27] и другими исследователями.

Для выявления генетической связи между железорудными месторождениями и интрузивными горными породами, с одной стороны, различными петрографическими типами пород, имеющими общий источник, с другой, нами были применены минералого-геохимические критерии. Возможность применения таких критериев обусловлена существованием унаследованности минералого-геохимических свойств первичного магматического очага всеми его магматическими и послемагматическими образованиями. Одним из критериев для решения поставленных задач, в том числе генетического расчленения интрузивных пород, служат особенности распределения элементов-примесей магнетите.

Элементы-примеси акцессорного магнетита как геохимический критерий для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области. Среди гранитоидов Алтае-Саянской области могут быть выделены два основных генетически отличных ряда: 1) ряд батолитовых гранитоидных формаций, по Ю. А. Кузнецову [18] и 2) гранитоиды ряд вулканических эффузивно-интрузивных формаций (по тому же автору). В последнем случае так или иначе допускается генетическая связь гранитоидов с исходной базальтовой магмой. О генетических связях рассматриваемых здесь вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций с базальтоидной магмой говорит набор типов пород в них, также наличие комплекса элементов-примесей, специфических для основных пород.

Ранее нами было показано, что для формационного расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области с успехом может быть использован акцессорный магнетит, особенности химического состава которого являются своего рода индикатором исходного материала, за счет которого образовались те или иные магматические комплексы [8].

Следует отметить, что аксессуарный магнетит (титаномагнетит) неавно был использован для генетического расчленения гранитоидов рала [11, 31].

Для исследования аксессуарного магнетита были взяты гранитоиды аббро-сиенитовой, диорит-гранодиоритовой и т. п. формаций, сформировавшихся в геосинклинальных условиях преимущественно салаирского и каледонского тектоно-магматических циклов и относящихся к ряду вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций, по Ю. А. Кузнецову [18]. Таковы сиениты и кварцевые сиениты Кондомского района Горной Шории, сиениты, монцониты, диориты и габбро-диориты Тейской и Ампалыкской групп месторождений в Кузнецком Алатау, сиениты, граносиениты, диориты и т. п. Ирбинско-Краснокаменной интрузии, исключительно пестрый по составу комплекс интрузивных пород аят-Табратского района в западной части Восточных Саян и гранитоиды некоторых других массивов.

Для исследования гранитоидов интрузий батолитового типа взяты аррийские граниты и их производные — кварцевые диориты, диориты т. п. Горного Алтая (Тигерекский, Усть-Беловский, Синюшинский массивы), Горной Шории (Мустагский массив), также гранитоиды некоторых интрузивных комплексов Кузнецкого Алатау, в том числе мартайинского (Ольгинского-Ампалыкский массив), улень-туимского (район атеневского кряжа), а также гранитоиды Канзыбинского массива Восточный Саян).

Не во всех случаях однозначно решен вопрос о формационном типе и принадлежности отдельных гранитоидных массивов к тому или другому интрузивному комплексу. Это относится, в частности, к Канзыбинскому массиву, находящемуся в районе Краснокаменной группы железорудных месторождений (Восточный Саян). Некоторые авторы породы этого интрузива объединяют в один комплекс с субщелочными породами горы Красный Камень, другие — относят к ольховско-чибиекскому комплексу, развитому в том же районе. Не вполне ясен и формационный тип не только Канзыбинского массива, но и ольховско-чибиекского комплекса в целом. В связи с этим гранитоиды Канзыбинского массива условно выделены в самостоятельную группу, не решая окончательно вопроса о принадлежности их к той или иной магматической формации. Однако, судя по приведенным в таблице цифровым данным, особенно по содержанию в аксессуарном магнетите титана и ряда других элементов-примесей, породы, слагающие Канзыбинский массив, скорее должны быть отнесены к ряду батолитовых гранитоидных формаций.

Для сравнения изучен титаномагнетит габбро Харловского (северозападная часть Алтая) и Культайгинского (Горная Шория) массивов. Оба массива титаносного габбро представляют собою расслоенные магматические тела и, по-видимому, относятся к одному и тому же формационному типу.

В аксессуарном магнетите с помощью химического анализа определено содержание TiO_2 , V_2O_5 , Cr_2O_3 и MnO , спектрографически (с исключением контрольных химических анализов) — Co , Ni , Sn , Ge и других элементов-примесей. Средние содержания элементов-примесей в аксессуарном магнетите сведены в табл. 1.

Рассмотрим отличительные особенности аксессуарного магнетита гранитоидов ряда эффузивно-интрузивных формаций.

1. Аксессуарный магнетит гранитоидов этого ряда по сравнению с таковым гранитоидов интрузии батолитового типа характеризуется значительно повышенным содержанием элементов семейства железа — титана, ванадия, кобальта, никеля. Так, среднее содержание TiO_2 в магнетите первого типа в 4, V_2O_5 — в 2,4, Cr_2O_3 — в 1,7, Co — в 3,3, Ni —

Средние содержания элементов-примесей в аксессуарном магнетите интрузивных пород Алтае-Саянской области
(в вес.%)

№ п/п	Тип интрузий	Число анализов	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	Co	Ni	Pb
1	Габбро дифференцированное (Харловский массив)	6	7,24	0,47	0,09	0,34	0,007	0,007	He d
2	Габбро дифференцированное (массив Большая Культайга)	3	7,47	0,26	0,02	0,35	0,003	—	To
3	Гранитоиды габброидного ряда	21	2,54	0,31	0,12	0,49	0,003	0,017	0,0
4	Гранитоиды Канзыбинского массива (Восточный Саян)	5	1,01	0,29	0,028	0,16	0,0004	0,0005	0,0
5	Гранитоиды интрузий батолитового типа	19	0,61	0,13	0,07	0,26	0,001	0,002	0,0

в 8 раз больше, чем в магнетите второго типа. С другой стороны, в аксессуарном магнетите гранитоидных интрузивов батолитового типа несколько большей степени проявлена тенденция к концентрации таких элементов, как свинец, германий и олово.

Данные отличия особенно резко проявляются при сопоставлении состава магнетита гранитоидов одного и того же района, но принадлежащих к различным магматическим комплексам (формациям). Примером этого могут служить разновозрастные интрузивные образования Кондомского района в Горной Шории. Они представлены, с одной стороны, граносиенитовой интрузией, с которой генетически связаны известные в районе контактово-метасоматические железорудные месторождения, с другой — послерудными (в отношении железорудения) гранитами Мустагского плутона. В аксессуарном магнетите граносиенитов содержание TiO₂ колеблется в весовых процентах от 2,85 до 3,9 (среднее из трех определений 3,28), MnO — от 0,61 до 1,08 (среднее 0,83), в то время как в магнетите после рудных гранитов содержание TiO₂ изменяется от 0,32 до 0,69 (среднее из четырех определений — 0,44), MnO — от 0,33 до 0,40 (среднее 0,36).

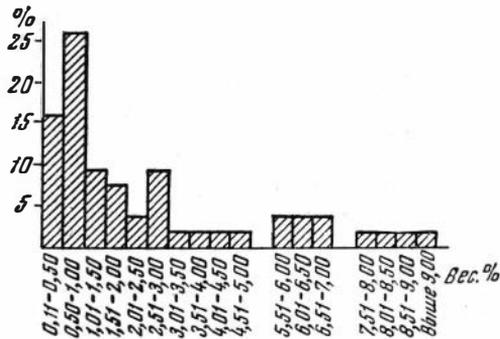
Унаследованность магнетитом черт родоначальной магмы отчетливо выявилась при изучении продуктивного в отношении железорудения комплекса интрузивных пород Таят-Табратского района. Этот интрузивный комплекс, парагенетически тесно связанный с основными эффузивами и представленный разнообразными по составу породами (габбро и габбро-диоритов до кварцевых диоритов и плагιοгранитов) является типичным примером габбро-диорит-гранодиоритовой формации, по классификации Ю. А. Кузнецова [18]. В целом отмеченный здесь эффузивно-интрузивный комплекс района генетически связан базальтоидной магмой.

Аксессуарный магнетит интрузивных пород описываемого комплекса в том числе кислых разновидностей (кварцевых диоритов, граносиенитов и т. п.), характеризуется повышенным содержанием титана (1,99 TiO₂ — среднее из восьми определений), хрома (0,13% Cr₂O₃) и ванадия (0,304% V₂O₅). Обогащен титаном, ванадием и марганцем магнетит граносиенитов ирбинско-краснокаменского интрузивного комплекса.

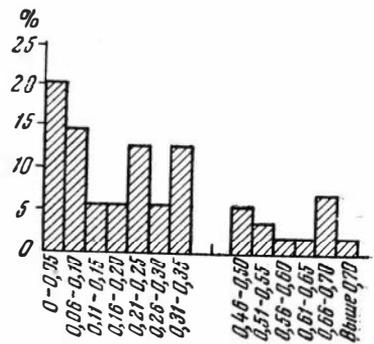
В целом по содержанию главных элементов-примесей в аксессуарном магнетите рассматриваемые гранитоиды ряда эффузивно-инт

ивных формаций занимают промежуточное положение между гранитоидами интрузий батолитового типа и породами типичных титаноосных габброидных интрузий.

2. Второй не менее важной особенностью акцессорного магнетита ассматриваемых гранитоидов является исключительно резко выраженное непостоянство его состава в отношении главных элементов-примесей. В связи с этим цифры средних содержаний для титана,



Фиг. 1. График распределения TiO_2 в акцессорном магнетите интрузивных пород



Фиг. 2. График распределения V_2O_5 в акцессорном магнетите интрузивных пород

анадия, марганца и хрома, приведенные в табл. 1, при данном количестве анализов имеют условное значение. Это не относится к таким рассеянным элементам, как германий и цинк, для которых характерно нормальное распределение.

В акцессорном магнетите гранитоидов батолитовых формаций, судя также по ограниченному числу анализов, распределение приближается нормальному не только для германия и цинка, но и для таких ведущих элементов-примесей, как титан, марганец и др. Это отчасти видно из приведенных для TiO_2 и V_2O_5 графиков распределения их в акцессорном магнетите всех отмеченных выше трех типов интрузивных пород (фиг. 1 и 2).

Графики построены по данным 54 анализов.

Они имеют сложный многовершинный характер. Для обоих случаев пики в левой части графиков соответствуют акцессорному магнетиту гранитов батолитового типа, в крайней правой — магнетиту дифференцированных габбровых интрузий. Большой промежуточный интервал между этими пиками и относится преимущественно к пробам магнетита гранитоидов эффузивно-интрузивных формаций. Для большинства элементов-примесей этого магнетита характерен разброс цифр в сторону больших содержаний по сравнению с магнетитом интрузий батолитового типа. Нередко по содержанию титана (до 6,8% TiO_2) этот магнетит приближается к магнетиту Харловского и Кульайгинского габбровых массивов, а по количеству ванадия в отдельных лучах он даже богаче, чем магнетит последних (до 1,10% V_2O_5). Характерно также отсутствие корреляционной зависимости между титаном и ванадием в магнетитах этого типа.

3. В магнетитах гранитоидов описываемого генетического ряда, наряду с элементами семейства железа (марганец, титан, ванадий, кобальт и никель) нередко отмечается присутствие, хотя и в меньшем количестве, чем в магнетите, гранитоидов, производных гранитной агмы, таких элементов, как свинец, молибден, олово и др. Эта ассоциация элементов-примесей, характеризующаяся сочетанием элементов железа и элементов, специфических для пород собственно гранит-

ных формаций, вполне закономерна, если принять во внимание, одной стороны, базальтоидное происхождение описываемых гранитоидов, а с другой — то, что их формирование происходило в пределах верхней осадочно-метаморфической (сиалической) оболочки земной коры с проявлением в широких масштабах ассимиляции базальтового магмой вещества последней.

Отметим также, что в ряде проб аксессуарного магнетита гранитоидов гранитного ряда (Сарлык-Мустагский, Улень-Туимский, Синьшинский массивы) спектрографически фиксируются цирконий, иттрий, иттербий, иногда ниобий, в то время как в магнетите гранитоидов габброидного ряда и в магнетите (титаномagnetите) собственно дифференцированных габброидных массивов эти элементы ни в одном случае не были обнаружены. В литературе также имеются указания на присутствие в магнетите интрузивных пород циркония и некоторые редкоземельных элементов [1, 29], хотя форма их нахождения совершенно не ясна.

Таким образом отчетливо выявились отличия в химическом составе магнетита гранитоидов батолитового типа, с одной стороны, и магнетита интрузивных пород, относящихся к ряду вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций — с другой.

Указанные различия могут быть объяснены типом родоначальной магмы: в одном случае, гранитной, в другом — базальтоидной, обогащенной элементами семейства железа. Немаловажное значение, по-видимому, имеет и способ образования рассматриваемых здесь гранитоидов. Как известно, среди магматических гранитоидов выделяются два типа: гранодиориты, возникшие при кристаллизации интрузивной с глубины магмы, и гранодиориты, образовавшиеся на месте путем магматического замещения по схеме Д. С. Коржинского [11] или местного переплавления по схеме Ф. Н. Шахова [30]. Большая роль процессам магматического замещения или переплавления обычно отводится при формировании в пределах верхней сиалической оболочки земной коры гранитных интрузий батолитового типа.

Формирование магматических комплексов, выделенных под названием эффузивно-интрузивных формаций, происходило при иных и значительно более разнообразных условиях. Судя по составу и приуроченности формаций этого ряда к зонам глубинных разломов, первичные магматические очаги находились на большой глубине, имея, вероятно, непосредственную связь с базальтовой оболочкой. Как известно, интрузивные комплексы этого формационного ряда многофазны, причем в составе ранних фаз внедрения преобладают основные разновидности (габбро, габбро-диориты), в составе поздних — более кислые (гранодиориты, граниты). При этом допускается возможность постепенного перемещения магматических очагов из собственно базальтового слоя в осадочно-метаморфический [19]. Естественно, что перемещение такое или иначе сопровождается смешением собственно базальтовой магмы с веществом осадочно-метаморфической оболочки. По-видимому, эти обстоятельства в основном и определяют, во-первых, пестрый петрографический состав магматических комплексов, во-вторых, специфическая в количественном и качественном отношении ассоциация элементов-примесей вообще и элементов-примесей в аксессуарном магнетите в частности. В последнем случае, как показано выше, эта ассоциация характеризуется сочетанием элементов семейства железа (титан, ванадий, марганец, кобальт) с элементами, специфическими для собственно гранитных магм (свинец, олово и некоторые другие).

В целом непостоянство химического состава аксессуарного магнетита как в количественном, так и в качественном отношении представляет собою одну из характерных особенностей гранитоидов эффу-

вно-интрузивных формаций, отражающих закономерный процесс олюции магматических очагов.

Было проведено определение германия в 115 пробах акцессорного агнетита, в том числе из гранитов Горного Алтая (Тигерекский, Усть-Беловский, Синюшинский массивы), Горной Шории (Мустагский массив), Кузнецкого Алатау (Ольгинско-Ампалыкский, Улень-Туимский массивы), Восточных и Западных Саян, Забайкалья (массивы ыган-Олуй и Кондуй); из сиенитов и диоритов Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Саян и др., а также из основных, преимущественно бровых пород различных районов Советского Союза. Определение содержания германия в акцессорном магнетите проводилось Н. В. Артутовым с помощью количественного спектрального анализа по специально разработанной методике [3].

Результаты анализа на германий акцессорного магнетита интрузивных пород сведены в табл. 2. Из рассмотрения последней можно

Таблица 2

Содержание германия в акцессорном магнетите некоторых типов интрузивных пород (в вес. %)

Название породы	Число образцов	Среднее содержание
агнетиты	71	0,00 030
том числе из гранитов:		
а) Горного Алтая	8	0,00 031
б) Горной Шории	8	0,00 036
в) Забайкалья	48	0,00 027
сиениты, граносиениты	12	0,00 024
диориты, кварцевые диориты и т. п.	15	0,00 011
базальты, габбро-диабазы, габбро-диориты и т. п.	17	0,00 006

Примечание. Материал для исследования германиеносности акцессорного магнетита из гранитов Забайкалья в распоряжение автора был представлен Н. С. Вартаковой.

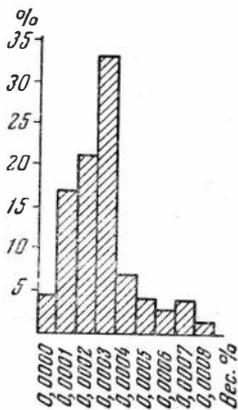
заметить, что содержание германия в магнетите уменьшается по мере перехода от пород гранитного (и щелочного) ряда к породам основного (габброидного) состава.

В акцессорном магнетите из гранитов германий фиксируется постоянно. В связи с этим отметим, что благодаря принятой методике количественного определения германия последний установлен в количестве от 0,0002 до 0,0007% во всех образцах магнетита из гранитов Горного Алтая, в том числе и в магнетитах из гранитов Тигерекского Усть-Беловского массивов, в которых, по данным В. В. Ляховича [2], германий не содержится.

Интересно отметить, что содержание германия оказалось одинаковым в акцессорном магнетите как гранитов, так и тех гибридных пород (в том числе основного состава), которые генетически с ними связаны. Гибридные разновидности пород, независимо от их состава, но генетически связанные с базальтоидной магмой, подобно магнетиту типичных габбровых пород, характеризуются минимальным содержанием германия. Эта закономерность, выведенная на ограниченном числе определений, требует подтверждения дополнительными фактическими данными. В связи с этим отметим, что, по данным Г. В. Пруса [26], акцессорный магнетит из нормальных калиевых гранитов рудненалеозойского интрузивного комплекса в Туве характеризуется

повышенным содержанием германия, в то время как в магнетитах пород Таннуольского комплекса, являющихся производными основной базальтоидной магмы, этот элемент не был обнаружен. Мысль о разделении по содержанию в акцессорном магнетите германия породообразующих по составу, но отличающихся типом родоначальной магмы заслуживает серьезного внимания.

Распределение германия в акцессорном магнетите равномерное. В примере коэффициент равномерности распределения (ρ_r) для магнетитов оказался равным 0,73, т. е. значительно выше такового для магнетитов метаморфогенно-осадочного ($\rho_r = 0,6$) и контактово-метасоматического ($\rho_r = 0,52$) происхождения.



Фиг. 3. График распределения германия в акцессорном магнетите гранитов

График распределения германия в магнетитах гранитов, построенный по данным 71 анализа приведен на фиг. 3. График типичный, одновершинный, симметричный. Цифра среднего содержания германия точно совпадает с модальным классом. Приведенные данные свидетельствуют о нормальном распределении германия в акцессорном магнетите и тем самым о надежности цифр средних содержаний, приведенных в табл.

Особенности распределения элементов-примесей в магнетите как геохимический критерий для выяснения генетической связи оруденения интрузивами. Сопоставление химического состава рудообразующего магнетита с составом акцессорного магнетита тех интрузивов, с которыми связь оруденения наиболее вероятна, также приводит нас к выводу о существовании унаследованности свойств исходной магмы послемагматическими рудными образованиями.

Так, максимальные содержания марганца свойственны магнетиту граносиенитовых интрузий Кондомского и Тейского районов. Одновременно руды вообще и рудообразующий магнетит в частности из месторождений этих районов также максимально обогащены марганцем. При уменьшении количества марганца в акцессорном магнетите материнских интрузивов, как правило, уменьшается содержание этого элемента в рудообразующем магнетите. Аналогичным образом взаимная связь наблюдается в отношении титана.

Из приведенного графика (фиг. 4) отчетливо выявляется и вторая особенность в поведении марганца, титана и ряда других элементов-примесей, а именно — во всех без исключения случаях содержание их в магнетите месторождений меньше, чем в магнетите интрузивов, материнских по отношению к этим месторождениям. Это положение должно быть понятно без каких-либо пояснений, если принять во внимание резко различный способ образования двух данных типов магнетитов (рудного и акцессорного).

Для того чтобы показать отсутствие генетической связи между железорудением Инского месторождения и гранитами Тигерекского массива, сопоставим содержание элементов-примесей в акцессорном магнетите этих гранитов, с одной стороны, и в магнетите руд Инского месторождения — с другой. В магнетите Тигерекского интрузива содержание MnO составляет 0,10%, TiO_2 — 0,40%; в магнетите руд соответственно MnO — 0,11%, TiO_2 — 0,32%, т. е. содержания этих компонентов оказались примерно одинаковыми в обоих типах магнетита. Следует отметить, что при расчете цифр содержаний элементов-примесей в акцессорном магнетите учтены были и данные анализов магнетита гибридных диоритов, несколько обогащенных двуокисью титана за счет ассимиляции

и вмещающих пород, в том числе и скарново-рудных образований Инго месторождения. Содержание двуокиси титана в магнетите нормальных гранитов Тигерекского массива равняется 0,25%, т. е. заметно выше, чем в рудообразующем магнетите. Другими словами, отмеченная выше корреляция в отношении как марганца, так и титана в данном случае нарушается.

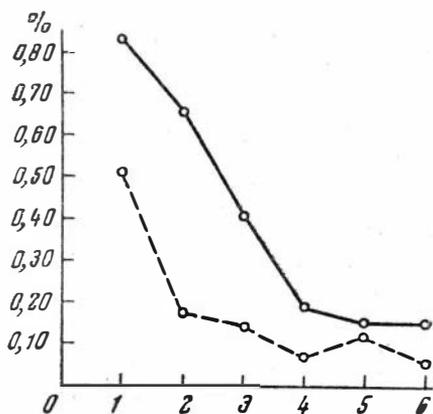
Приведем второй пример, указывающий на отсутствие корреляции MnO, приведенного на рисунке (фиг. 4), в случае сравнения рудного магнетита с магнетитом интрузивов, не имеющих отношения к железооруденению. Этот магнетит месторождений Кондомской группы и цессорный магнетит гранитов Ирлык-Муस्ताгского плутона. Прочное сопоставление цифр по титану марганцу в данных магнетитах также указывает на отсутствие корреляции. Приведенные данные служат дополнительным аргументом, подтверждающим вывод об отсутствии генетической связи магнетитового оруденения с отмеченными выше гранитными интрузиями.

Другие минералого-геохимические признаки генетической связи железооруденения с магматическими комплексами. Существование соответственности геохимических черт между материнскими интрузивами (или комплексами) и рудоносными образованиями можно проследить на других минералах. Так, в пределах Кондомской группы не только магнетит, но и ряд других скарновых и апскарновых минералов (гранаты, тулит, кальцит и др.) содержат повышенные концентрации марганца, т. е. того элемента, которым заражены сиениты материнской по отношению к железоорудению интрузии.

Унаследованность свойств исходной магмы отчетливо прослеживается на сульфидных минералах, в частности на наиболее распространенном из них — пирите. Так, кобальтоносность пирита при прочих равных условиях вполне закономерно повышается по мере перехода от месторождений, генетически связанных с гранитоидами гранитного ряда, месторождениям, ассоциирующим с гранитоидами и особенно габридами базальтоидного происхождения.

Пользуясь этим критерием, в отдельных месторождениях удалось выделить два типа пирита (а значит, и две разновозрастные эпохи минерализации): один — кобальтоносный, генетически связанный в отношении общности магматического очага со скарново-магнетитовым процессом, другой — наложенный со стороны послескарново-рудных гранитных интрузий батолитового типа. При этом пирит, генетически связанный с интрузиями нормальных биотитовых гранитов, во всех анализируемых случаях содержит минимальные количества кобальта и никеля — элементов, не характерных для гранитной магмы.

Наконец, генетически различные интрузивные комплексы нередко характеризуются определенной спецификой рудоносных растворов в отношении участия в них тех или иных минерализаторов, в частности



Фиг. 4. Корреляция в содержании MnO в магнетите руд (пунктирная кривая) и в аксессуарном магнетите рудоносных интрузивов, с которыми генетически связано железооруденение (сплошная кривая)

1 — Кондомская группа; 2 — Ампалькская группа; 3 — Ирбинская группа; 4 — Таятское месторождение; 5 — Мульгинское месторождение; 6 — месторождение Самсон

хлора, фтора и бора. Так, в формировании магнетитовых месторождений, генетически связанных с существенно габброидными или габбро-диорит-гранодиоритовыми интрузивными комплексами, исключительная роль, несомненно, принадлежит хлору (9, 12, 16, 27). Это обстоятельство находит подтверждение в широком развитии хлорсодержащего скаполита в составе околорудных метасоматитов. Хлор входит во многие другие минералы руд и околорудных пород. Так, в Анзасском месторождении хлор в повышенных количествах содержится в амфибол-тремолит-актинолитового ряда (до 1,5%), дашкестаните (до 2,5% выше), биотите (1,3%), хлорите (1—2%), эпидоте (0,64%), цеолитах (16).

Хлор обнаружен в составе газово-жидких включений таких минералов, как альбит [24]. Хлорсодержащий амфибол-дашкестанит отмечен в рудах Таятского, Изых-Гольского, Хайлеольского и Мульгинского месторождений. Повышенные содержания хлора (1,58%) нами установлены в амфиболе Ампалыкского месторождения, также приближающемся по составу и свойствам к дашкестаниту. Необходимо отметить, что присутствие хлора в значительных количествах в метасоматитах магнетитовых месторождений, генетически связанных с основными породами, свойственно и железорудным провинциям других регионов мира [2, 23, 25]. Для скарново-магнетитовых месторождений, связанных с гранитоидными интрузиями батолитового типа, свойственна повышенная бороносность, что также обусловлено определенной геохимической специализацией постмагматических растворов. Бор в основном фиксируется в турмалине, аксините, возможно везувиане; в магнезиальных скарнах — людвигите и других боратах. Рассматриваемому вопросу специально посвящена недавно появившаяся в печати статья П. В. Кмарова [14], в которой приведено большое число примеров эндогенных в том числе и контактово-метасоматических железорудных месторождений с преобладанием в рудообразующих растворах того или иного минерализатора (хлора, фтора, бора) в зависимости от типа материнских по отношению к оруденению интрузивов.

Таким образом, в настоящее время имеется ряд минералого-геохимических критериев, позволяющих с большой объективностью решать проблему о генетических связях эндогенного железооруденения с интрузивами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Н. Амшинский, И. В. Мариич, В. И. Молчанов, Л. И. Орлова. Цессории гранитоидов Алтая и методика их исследования. Госгеолтехиздат, 1955.
2. Ш. Ансьон, Л. Каэн. Железные руды Бельгийского Конго.— В сб. «Железные месторождения мира», т. 1. ИЛ, 1955.
3. Н. В. Арнаутков. Спектрографическое определение германия в минералы сырья. Изд-во СО АН СССР, 1959.
4. Н. А. Батов. Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы.— В сб. «Материалы по геологии Западно-Сибирского края», вып. 18. Том Изд-во ЗСГРТ, 1935.
5. В. А. Вахрушев. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Изд-во СО АН СССР, 1959.
6. В. А. Вахрушев. О генетических связях железооруденения с интрузивами на лорецком месторождении в Горном Алтае.— Геол. и геофиз., 1960, № 10.
7. В. А. Вахрушев. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Изд-во СО АН СССР, 1960.
8. В. А. Вахрушев. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3.
9. В. А. Вахрушев. Принципы генетической систематики контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 6.
10. В. А. Вахрушев, Н. В. Соболев. О генетических связях железооруденения интрузивами на Инском месторождении в Горном Алтае.— Геол. и геофиз., 1961, №

- Н. Л. Знаменский, В. Г. Фоминых. О составе титаномагнетитов в гранитоидах габбрового ряда Среднего Урала.— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 3.
- Д. В. Калинин. Некоторые особенности минералогии и генезиса Татянского контактово-метасоматического железорудного месторождения.— В сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири». Томск, 1962.
- В. И. Каминская. Основные черты тектоники и магматизм Кондомского железорудного района.— Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1962.
- П. В. Комаров. О геохимической специализации рудообразующих магматогенных растворов в отношении минерализаторов (хлора, фтора и бора).— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 6.
- Д. С. Коржинский. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 2.
- Г. А. Крутов. О роли галонидного процесса в образовании контактово-метасоматических месторождений.— Вестн. МГУ, 1960, № 6.
- Ю. А. Кузнецов. Железооруденение и генетические типы интрузий.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1955, № 2.
- Ю. А. Кузнецов. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов).— Геол. и геофиз., 1961, № 10.
- Ю. А. Кузнецов. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— Геол. и геофиз., 1962.
- П. И. Лебедев. К петрохимической характеристике гранитов северных предгорий Алтая (Чарышско-Катунское междуречье Обского бассейна).— Докл. АН СССР, 1945, 49, № 5.
- П. И. Лебедев, В. А. Молева. К минералогии контактово-метасоматических процессов Ташелгинского железорудного месторождения (Горная Шория).— Труды Петрограф. ин-та, 1934, вып. 6.
- В. В. Ляхович. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита.— В сб. «Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов». (Труды Ин-та минерал., геохим. и кристаллохим. редких элементов, 1959, вып. 3).
- Л. Н. Овчинников. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— Труды Горно-геолог. ин-та УФАН СССР. Свердловск, 1960.
- Д. И. Павлов. Минерализация и генетические особенности Анзасского железорудного месторождения (Западный Саян).— Автореф. канд. дисс., М., 1962.
- Н. В. Павлов. Вопросы генезиса эндогенных магнетитовых руд Тунгусской синеклызы Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1958, № 9.
- Г. В. Пиннус. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува).— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1961, вып. 6.
- Г. В. Поляков. О генетических связях железооруденения с интрузиями.— Геол. и геофиз., 1962, № 6.
- В. Е. Попов, Ж. Д. Никольская, В. П. Зелепугин. Новые данные о возрасте контактово-метасоматических железорудных месторождений Коргонской зоны Горного Алтая.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3.
- С. Д. Туровский. О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1953, № 6.
- Ф. Н. Шахов. К вопросу о происхождении гранитных магм.— В сб. Львов. геол. об-ва, 1956, № 10.
- Л. С. Штейнберг, В. Г. Фоминых. О составе титаномагнетитов Урала.— Докл. АН СССР, 1961, 147, № 5.

**К ВОПРОСУ О ТИПАХ
БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ**

Как известно, в настоящее время широко распространено представление о существовании двух главных типов базальтовых магм. Впервые эти типы были выделены авторами коллективной работы по геологии острова Мулл (Шотландия) под названиями плато-базальтовый тип и непорфировый центральный базальтовый тип (цит. по К. Е. Тили [32]). Несколько позднее У. К. Кеннеди переименовал первый из этих типов в оливин-базальтовый, а второй — в толеитовый, и показал, что обе группы базальтов широко распространены на Земле, неоднократно повторялись во времени и имеют свои особые специфические черты [22]. Наиболее существенные отличия между выделенными типами базальтовых магм, по мнению У. К. Кеннеди, заключаются в следующем.

1. Оливин-базальтовый тип встречается как на континентах, так и в океанических областях, в то время как толеитовый тип приурочен исключительно к континентам.

2. Главными минералами оливиновых базальтов являются оливин, авгит, основной плагиоклаз и магнетит. Пироксен представлен богатой известью диопсид-авгитом или титан-авгитом. Интерстиции выполняются щелочными минералами (анальцим и т. д.) без свободного кварца. Главными минералами толеитов являются пироксен, основной плагиоклаз и магнетит. Оливин или полностью отсутствует или присутствует в незначительном количестве. Пироксен представлен или бедной известью пижонитом или смесью ромбического и моноклинного пироксена. Интерстиции выполняются кислым кварц-полевошпатовым материалом, причем нередко присутствует свободный кварц.

3. Средние химические составы оливин-базальтового и толеитовых типов магм значительно разнятся между собой, как это видно из следующей таблицы:

	Оливин-базальтовый тип	Толеитовый тип		Оливин-базальтовый тип	Толеитовый тип
SiO ₂	45	50	MgO	8	5
Al ₂ O ₃	15	13	CaO	9	10
FeO	13	13	Na ₂ O	2,5	2,8
Fe ₂ O ₃			K ₂ O	0,5	1,2

4. Поздние пегматоидные сегрегации оливиновых базальтов имеют щелочной характер и недосыщены кремнеземом, в то время как пегм

идные обособления толеитов являются породами кислого состава, эрсыщенными кремнеземом.

5. В процессе дифференциации оливиновые базальты дают начало ахландезитам, трахитам и фонолитам, тогда как продуктами дифференциации толеитовых серий являются андезиты и риолиты. Это зависит от низкого содержания кремнезема в оливин-базальтовой магме, что вызывает раннее выделение обильного оливина, резко понижающее отношение MgO/CaO , вследствие чего кристаллизующийся пироксен становится богатым известью и приобретает диоксидовый состав. Так как значительная часть извести входит в состав пироксена, остаточные продукты дифференциации приобретают щелочной характер. Противоположность этому в толеитах содержание кремнезема достаточно высоко, чтобы ограничить отделение оливина, так что кристаллизующийся пироксен имеет состав бедного известью магнезиального пиконита. Оставшийся свободным кальций связывает щелочи, тем самым лишая их возможности накапливаться в последних продуктах дифференциации. В то же время вследствие богатства исходной магмы кремнеземом, продукты дифференциации имеют кислый характер.

В настоящее время в построения У. К. Кеннеди внесены значительные изменения. Установлено, что проявления толеитовой магмы не ограничены всецело площадями континентов, а изредка имеют место и в океанических областях. Так, например, в пределах Гавайского архипелага насыщенная кремнеземом (толеитовая) базальтовая магма извлеклась в начальные стадии вулканической деятельности, дав огромное количество лавовых потоков, которые слагают первичные щитовые вулканы этих островов. Ненасыщенная кремнеземом базальтовая магма с повышенным содержанием щелочей (оливин-базальтовая магма) извлеклась в последующее время в гораздо меньшем объеме лишь из некоторых Гавайских вулканов [29, 32].

Проведенные петрографические исследования показали, что пироксены оливиновых базальтов и толеитов не обнаруживают столь резкого различия, как это полагал У. К. Кеннеди. Хотя пиконитовые пироксены, действительно, распространены более широко в толеитах, чем в оливиновых базальтах, они также известны и в этих последних [17]. В доэритах толеитовой группы часто наблюдается ассоциация авгита и пиконита (силлы Тасмании, силлы Палисейд). В породах трапповой формации Сибирской платформы, являющихся производными толеитовой магмы, бедные известью пикониты совершенно отсутствуют [13].

Химические составы оливиновых базальтов и толеитов не различаются так определенно, как это считал У. К. Кеннеди. Ф. Тернер и Ж. Ферхуген согласны с мнением У. К. Кеннеди, что толеиты содержат больше кремнезема, чем оливиновые базальты, но полагают в противоположность представлениям этого автора, что содержание щелочей оливиновых базальтов больше, чем в толеитах [17]. Средний состав магмы траппов Тунгусской впадины, по А. П. Лебедеву [13], является промежуточным между составами обеих базальтовых магм У. К. Кеннеди. Траппы Кузбасса совмещают некоторые особенности химизма оливин-базальтового и толеитового типов [12].

Д. Грин и А. Польдерварт, обработав статистически значительное количество химических анализов базальтов обеих групп, пришли к выводу, что не существует резко определенных типов базальтовой магмы, а, скорее, имеются непрерывные серии от насыщенных кремнеземом (толеитовых) до ненасыщенных кремнеземом (оливин-базальтовых) пород [20]. Однако они отмечают, что большая часть океанических базальтов недосыщена кремнеземом. Л. Р. Уэджер [35] считает, что в базальтах так много химических различий обусловлено дифференциацией, что прямое сравнение средних химических составов базальтов,

как это было проделано Д. Грином и А. Польшервартом, не является достаточно убедительным. Сравнивая химический состав базальтов находящихся на одинаковой стадии дифференциации, с помощью проложенного им метода, Л. Р. Уэджер признает существование толеитового и оливин-базальтового типов магм. Толеиты в общем богаче кремнеземом, чем оливиновые базальты, но имеются промежуточные разновидности, примером которых Л. Р. Уэджер считает базальты Исландии. В свою очередь, выводы Д. Грина и А. Польшерварта получили подтверждение в работе Г. Д. Феоктистова [19], который установил наличие постепенных изменений в химизме серий горных пород от толеитов до оливин-базальтового типов.

Как видно из приведенного обзора, единственно достоверным в настоящее время можно считать только тот факт, что толеиты богаче кремнеземом, чем оливиновые базальты, хотя и в этом отношении между крайними типами существуют промежуточные разновидности. Содержания других окислов, и в частности щелочей, в обоих типах базальтовых магм, по-видимому, не обнаруживают характерных различий.

Представление У. К. Кеннеди о том, что появление щелочных пород в процессе дифференциации оливиновых базальтов и кислых пород и фракционировании толеитов свидетельствует о фундаментальном различии между оливин-базальтовой и толеитовой магмами, было подвергнуто критике Т. Бартом [2]. Рассматривая четверную систему оливин-кремнезем—анортит—нефелин, Т. Барт показал, что риолитовое, титановое или фонолитовое направление дифференциации зависит от небольших различий в химическом составе исходного расплава. При повышенном содержании кремнезема в исходной магме конечные продукты дифференциации будут содержать кварц и иметь риолитовый состав, тогда как недостаток кремнезема обусловит появление недостающих кремнеземом фонолитов. При некотором промежуточном содержании кремнезема будет реализовано трахитовое направление дифференциации. Таким образом, отмеченные У. К. Кеннеди различия в характере выполнения интерстиций, составе пегматитовых сегрегаций и направлении дифференциации оливиновых базальтов и толеитов зависят от каких-то особых изначальных свойств оливин-базальтовой и толеитовой магм, а обусловлены лишь разницей в содержании кремнезема.

Как видно из изложенного материала, различия между оливин-базальтовым и толеитовым типами магм весьма расплывчаты и неограниченны. Достаточно достоверными, вероятно, следует считать следующие положения.

1. Оливиновые базальты приурочены как к океаническим областям так и к континентам, в то время как толеиты ограничены почти исключительно континентами и лишь в единичных случаях появляются в океанических областях (например, Гавайский архипелаг).

2. Толеиты содержат больше кремнезема, чем оливиновые базальты. В отношении генезиса оливин-базальтового и толеитового типов магм существуют значительные разногласия. Так, Н. Боуэн считает, что в результате периодического расплавления базальтового слоя верхней коры возникает оливин-базальтовая магма, в процессе кристаллизационной дифференциации которой, при интенсивном удалении выделившегося оливина, может образоваться толеитовая магма. Слабым местом данной гипотезы, как отмечают Ф. Тернер и Дж. Фухген (17), является невозможность объяснить постоянную приуроченность толеитов к континентальным областям. Диаметральные противоположны взглядам Н. Боуэна построения К. Е. Тилли [32], который считает первичной толеитовую магму. Об этом свидетельствует, по м

ию К. Е. Тилли, хронологическая последовательность излияний на Гавайских островах и в некоторых пунктах провинции Туле, где эффузивная деятельность началась с излияний толеитовых базальтов, позднее сменившихся лавами оливин-базальтового состава. К. Е. Тилли полагает, что оливин-базальтовая магма может возникнуть в результате особых условий кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы, а именно — при удалении из последней плагиоклаза, авгита и гиперстена, в то время как оливин не подвергается такому удалению. Г. А. Пауэрс [29] сомневается в эффективности предложенного К. Е. Тилли механизма дифференциации, отмечая, что одна фракционная кристаллизация не может объяснить смену лав, насыщенных кремнеземом, лавами оливин-базальтового состава. Сомнения Г. А. Пауэрса разделяет Х. Куно [25], который, подробно разбирая построения К. Е. Тилли, считает невозможным образование одного типа базальтовой магмы из другого путем кристаллизационной дифференциации. Нам представляется, что в случае справедливости предположения К. Е. Тилли о родоначальной толеитовой магме появление толеитов в океанических областях было бы не исключением, а правилом.

Весьма своеобразная гипотеза была выдвинута С. И. Томкеевым [34] для объяснения особенностей карбоновых и пермо-карбоновых магматических пород Шотландии. Сравнивая петрографический и химический составы этих образований, он пришел к выводу, что родоначальная магма района имела оливин-базальтовый состав. В процессе диффузии щелочей и летучих в верхнюю часть магматического очага эта родоначальная магма разделилась на две порции. В верхней части магматической камеры обособился расплав тешенитового состава, обогащенный щелочами, в то время как на более низких уровнях магма была обеднена щелочами, но обогащена кремнеземом и имела состав кварцевого долерита, т. е. относилась к толеитовому типу. Изложенным представлениям С. И. Томкеева противоречит установленный факт накопления в верхней части вулканического очага не только щелочей, но и кремнезема [6]. Кроме того, как справедливо замечают Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [17], гипотеза С. И. Томкеева не может объяснить происхождения значительных объемов базальтов толеитового состава, обычно не сопровождающихся появлением тешенитовых пород.

Большая группа исследователей пытается объяснить появление двух основных типов базальтовых магм, исходя из различных гипотез строения глубоких частей земной коры и верхней мантии. Наиболее ранними в этой области являются представления У. К. Кеннеди и Е. М. Андерсона [23], которые полагают, что существуют два базальтовых слоя, подстилающих гранитный слой земной коры. Верхний из этих слоев имеет толеитовый состав и является источником толеитовой магмы, тогда как нижний — оливин-базальтовый — слой производит оливин-базальтовую магму. В океанических областях гранитный и толеитовый слой отсутствуют, что обеспечивает появление только оливин-базальтовых лав. При оценке этой гипотезы следует иметь в виду, что, по современным геофизическим данным, понятие «базальтовый слой» считается условным, ни в коей мере не отражающим действительный состав этого слоя, а лишь свидетельствующим об определенной скорости сейсмических волн в его пределах. Действительный состав пород, слагающих «базальтовый слой», может быть, по-видимому, весьма разнообразным. Так, например, И. А. Резанов [15] считает, что базальтовый слой платформ сложен древними парапородами.

Более современные представления Х. Куно [25], который принимает гипотезу о перидотитовом составе верхней части мантии, полагая, что толеитовая магма появляется при селективном плавлении верхней части перидотитового субстрата Земли, тогда как оливин-базальтовая

магма возникает за счет нижней части перидотитовой оболочки. Эта гипотеза обосновывается Х. Куно следующим образом: в верхней части перидотитовой оболочки при сравнительно низком давлении энстатит входящий в состав перидотита, плавится инконгруэнтно, вследствие чего частичное плавление перидотита может дать расплав, пересыщенный кремнеземом, т. е. толеитовую магму. В нижней части оболочки при повышенном давлении, инконгруэнтное плавление энстатита, по видимому, не будет иметь места, так как скорость повышения точки его плавления по мере увеличения давления много больше, чем для форстерита. Таким образом, на значительных глубинах может существовать котектическое отношение между форстеритом и энстатитом вследствие чего при селективном плавлении перидотита могла бы образоваться недосыщенная кремнеземом щелочная оливин-базальтовая магма. Против такого предположения возражают Г. С. Иодер и К. Е. Тилли [36], которые считают, что конгруэнтное плавление энстатита, хотя и может дать магму, ненасыщенную кремнеземом, не обеспечит достаточно высокого содержания щелочей, характерного для оливин-базальтовой магмы.

Выдвигая свою гипотезу происхождения двух главных типов базальтовых магм, Г. С. Иодер и К. Е. Тилли [36] вслед за А. Е. Рингвудом [30] предполагают, что мантия состоит из гранатового перидотита. Источником обоих типов базальтовых магм является эклогитовая магма, получающаяся при селективном плавлении гранатового перидотита. При этом плавлении при высоких давлениях способствует обогащению эклогитового расплава омфацитовым компонентом, а следовательно, и щелочами, тогда как при более низких давлениях происходит накопление не содержащего щелочей граната. Таким образом, давление контролирует появление эклогитовой магмы, эквивалентной по своему составу щелочным оливиновым или толеитовым базальтам, которые образуются за ее счет как только эклогитовая магма поднимается в верхние структурные ярусы, где происходит переход эклогитов в базальты. В общем виде идею о появлении богатых щелочами базальтов при селективном плавлении перидотитовой оболочки при более высоких давлениях и, следовательно, на больших глубинах, поддерживают также И. Куширо и Х. Куно [27].

Наконец, ряд исследователей полагает, что толеитовая магма возникает в результате контаминации сиалическим материалом первичной оливин-базальтовой магмы. Такая возможность допускалась Р. Дэли [7], А. Холмсом [21], В. С. Соболевым [16], Х. Куно [24], Ю. А. Кузнецовым [11]. Против этой гипотезы возражали Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [17], а также Л. Р. Уэджер [35], которые считают, что в таком случае толеиты были бы богаче оливиновых базальтов не только кремнеземом, но и щелочами, чего на самом деле не наблюдается.

Нам представляется, что указанное противоречие может быть преодолено в свете учения Д. С. Коржинского о дифференциальной подвижности компонентов в магматическом расплаве. Как известно, щелочи в противоположность инертному кремнезему вполне подвижны при магматических процессах, вследствие чего содержание калия и натрия в магме, вероятно, превосходит содержание их в продуктах раскристаллизации [9]. Как справедливо заметил Х. М. Абдуллаев, поведение щелочей при ассимиляции, по-видимому, более сложно, чем поведение прочих, более инертных компонентов [1]. Д. С. Коржинский полагает (10), что в результате длительного диффузионного взаимодействия с породами сиала «щелочные, основные и ультраосновные магмы должны переходить в нормальные», так как «щелочные металлы диффундируют быстрее, чем двухвалентные основания и другие инертные компоненты магм, а диффузия приводит к выравниванию активности компонентов

и прежде всего щелочей». Таким образом, указанные выше возражения Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [17], а также Л. Р. Уэджера [35] не являются вполне убедительными.

Как известно, многие факты могут найти естественное объяснение, если считать, что толеиты являются продуктом контаминации первичной оливин-базальтовой магмы кислым силикатическим материалом. Преимущественная приуроченность толеитов к континентам зависит от наличия в пределах последних гранитного слоя. В тех случаях, когда на континентах появляются серии оливиновых базальтов с их характерными щелочными дифференциатами, появление этих пород может быть объяснено, как отмечал Е. К. Устиев [18], быстрым подъемом неконтаминированной оливин-базальтовой магмы по крупным глубинным разломам.

Не понятны с позиций этой гипотезы причины, которые привели к образованию толеитовой магмы, изливавшейся в начальную стадию из вулканов Гавайского архипелага и некоторых других океанических островов [32]. Так как гранитный слой в океанических областях отсутствует, процессы ассимиляции не могут быть привлечены для объяснения указанного явления. По-видимому, в этом случае следует отдать предпочтение гипотезе Г. С. Иодера и К. Е. Тилли [36].

Кроме изложенных представлений о двух основных типах базальтовых магм, в настоящее время все большее распространение получает так называемая гипотеза полимагматизма. Так, А. П. Лебедев [14] полагает, что «ни гипотеза единой первичной базальтовой магмы, ни двух базальтовых магм не может объяснить всего многообразия наблюдаемых природных явлений и что приходится допустить вероятность существования (или периодического зарождения) в земной коре многих типов базальтоидных магм, дальнейшая эволюция которых создавала все разнообразие наблюдаемых в природе ассоциаций». По мнению А. П. Лебедева, накопившиеся к настоящему времени данные петрологии «все более подводят нас к представлениям о „полимагматизме“, т. е. о множественности магм в земной коре в разные моменты ее развития, о магмах, периодически зарождавшихся на различных уровнях глубинных геосфер и характеризовавшихся в дальнейшем несколько различными линиями последующей эволюции в зависимости от особенностей их геотектонического положения и исходного химизма».

Представления А. П. Лебедева о «полимагматизме» были поддержаны И. В. Беловым [3], который выделяет три группы основных магм. Базальтовые магмы первой группы, приуроченные к платформам, дают начало толеитовым сериям. Вторая группа представлена оливин-базальтовыми магмами, которые, проявляясь в субплатформенных областях, образуют трахибазальтовые формации. Основные магмы третьей группы связаны с геосинклинальными зонами, где они дают андезит-базальтовые и спилит-кератофировые серии.

Кроме И. В. Белова, три типа базальтовых магм выделяют также В. Томита [33] и Х. Куно [26]. Т. Томита считает, что существуют три серии базальтов: щелочная оливин-базальтовая, толеитовая и контаминированная. Х. Куно полагает, что, кроме оливин-базальтовой и толеитовой магм, существует еще «магма базальтов с высоким содержанием алюминия», которая, подобно двум другим, также является первичной. Характерная черта пород, производных этой магмы, — высокое содержание глинозема, обычно превышающее в базальтах 17%. По своим минералогическим особенностям такие базальты занимают промежуточное положение между толеитами и оливиновыми базальтами. Производные данной магмы приурочены к орогенным зонам, изредка встречаются в неорогенных континентальных районах, но совершенно отсутствуют в океанических областях. Х. Куно считает, что магма

базальтов с высоким содержанием алюминия» получается при селективном плавлении перидотитов мантии на глубине около 200 км.

Представление о первичном характере магмы «базальтов с высоким содержанием алюминия» было подвергнуто критике Г. С. Иодером и К. Е. Тилли [36], которые отмечают, что высокоглиноземистые разновидности встречаются как среди оливиновых базальтов, так и среди толеитов, причем повышенное содержание глинозема зависит от накопления молекулы плагиоклаза в исходном расплаве. Впоследствии и сам Х. Куно отказался от идеи об особом типе высокоглиноземистых базальтов: в недавней статье И. Куширо и Х. Куно в качестве первичных типов выделяются толеиты, щелочные оливиновые базальты и нефелиновые базальты. Все три типа базальтовых магм образуются за счет селективного плавления перидотитов мантии, причем глубина плавления увеличивается при переходе от толеитов к нефелиновым базальтам [27].

Нам представляется, что при оценке гипотез о нескольких типах базальтовых магм следует учитывать два важных обстоятельства. Первое из них заключается в значительном однообразии пород базальтоидной группы. Выше уже отмечалось, что различия в химическом составе даже для таких крайних типов, как оливиновые базальты и толеиты, весьма расплывчаты и неопределенны. Интересен тот факт, что, как было показано Дж. Грином и А. Польдервартом [20], в составе базальтовой магмы с течением времени не наблюдается значительных изменений. Дж. Грин и А. Польдерварт подсчитали средние составы четвертичных, мезозойских, палеозойских и докембрийских базальтов, которые оказались весьма близкими (таблица).

Таблица

Средние химические составы базальтовых формаций мира
(в вес. %)

Окислы	Кайнозойские	Мезозойские	Палеозойские	Докембрийские	Окислы	Кайнозойские	Мезозойские	Палеозойские	Докембрийские
SiO ₂	48,2	49,2	49,0	49,1	MgO	7,1	6,5	6,2	6,9
TiO ₂	2,3	2,1	2,7	1,4	CaO	10,4	10,1	9,0	10,0
Al ₂ O ₃	15,3	14,6	15,1	17,0	Na ₂ O	2,7	2,6	3,0	2,6
Fe ₂ O ₃	4,1	3,9	3,9	2,4	K ₂ O	1,0	1,0	1,3	0,6
FeO	8,3	9,5	9,2	9,5	P ₂ O ₅	0,4	0,3	0,4	0,3
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2					

Вторым важным обстоятельством является появление в последние годы ряда экспериментальных данных, которые показывают, что процесс кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы может идти совершенно различно в зависимости от местных условий петрогенезиса. Особенно показательны в этом отношении исследования Е. Ф. Осборна [28], который, изучая системы FeO—Fe₂O₃ и MgO—FeO—Fe₂O₃—SiO₂, до некоторой степени напоминающие по составу базальтовую магму, установил, что кристаллизация идет совершенно различно в зависимости от того, сохраняется постоянным состав системы или парциальное давление кислорода. В первом случае конечные продукты кристаллизации содержат умеренное количество кремнезема, но зато имеют высокое отношение железа к магнию, тогда как во втором случае они сильно обогащены кремнеземом при высоком отношении железа к магнию. По аналогии Е. Ф. Осборн полагает, что магма интрузии Скаергаард кристаллизовалась при постоянном составе системы, тогда как орогенные серии базальт—андезит—риолит

кристаллизуются при постоянном парциальном давлении кислорода. Как как парциальное давление кислорода поддерживается постоянным при повышенном содержании воды в расплаве, то в конечном счете направление дифференциации, по мнению Е. Ф. Осборна, определяется содержанием воды в исходной магме. Заметим, кстати, что появление базальтов с высоким содержанием алюминия, которые рассматривались Х. Куно [26] как производные особой магмы, Е. Ф. Осборн [28] объясняет просто определенными условиями дифференциации. Весьма характерен тот факт, что даже такая простая, хотя и важная в петрологическом отношении система: диопсид — анортит кристаллизуется по-другому в присутствии водяных паров: эвтектическая точка системы резко сдвигается в сторону анортита [8]. А. Е. Рингвуд [31], рассмотрев поведение иона OH^{-1} в силикатных расплавах, установил, что этот ион связывает алюминий, предохраняя его от вхождения в анортитовую составляющую плагиоклаза. Задержка кристаллизации анортита заставляет Ca^{2+} и Si^{+4} кристаллизоваться в пироксенах или амфиболах, что расширяет поле кристаллизации последних и ограничивает поле кристаллизации плагиоклазов, которые, начав выделяться позднее, будут иметь более кислый состав. Разобранный механизм, по мнению А. Е. Рингвуда [31], обеспечивает трахитовое направление дифференциации базальтовой магмы. Нам представляется, что данный эффект в какой-то мере ответственен также за появление меланократовых дифференциатов.

Таким образом, весьма вероятно, что по мере того, как лабораторные эксперименты будут все более точно моделировать природные процессы кристаллизации базальтовой магмы, будут выявляться все новые детали, существенным образом могущие изменить эволюцию этого процесса. Поэтому, принимая во внимание вероятность существования двух или многих типов базальтовых магм, необходимо учитывать альтернативную возможность существования лишь одного родоначального типа базальтовой магмы, которая вследствие локальных особенностей петрогенезиса, дает все разнообразие базальтоидных пород. Подчеркнем, что гипотеза одной базальтовой магмы, по-видимому, лучше согласуется с представлениями о возникновении базальтического вещества путем «зонной плавки» материала мантии, как это было отмечено А. П. Виноградовым в его недавней статье [5]. Аналогичные соображения развивают Г. С. Иодер и К. Е. Тилли (36), которые полагают, что «существует единая родоначальная магма, из которой могут быть получены все производные магмы подходящими обратимыми или необратимыми физико-химическими процессами».

Как видно из приведенного обзора, вопрос о типах базальтовых магм далек от своего разрешения. Многие стороны этой интересной проблемы остаются неясными, несмотря на многочисленные исследования. Тем не менее несомненен значительный прогресс в данной области, достигнутый за время с момента выхода в свет работы У. К. Кеннеди [22].

ЛИТЕРАТУРА

1. Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
2. Т. Барт. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
3. И. В. Белов. Кайнозойская базальтовая формация Прибайкалья.— Геол. и геофиз., 1960, № 3.
4. Н. Д. Боуэн. Эволюция изверженных пород.— ОНТИ, 1934.
5. А. П. Виноградов. Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР.— Серия геол., 1962, № 11.
6. В. И. Влодавец. Выступление на Первом всес. петрограф. совещ.— Труды Первого всес. петрограф. совещ. Изд-во АН СССР, 1955.

7. Р. О. Дэли. Изверженные породы и глубины Земли.— Гл. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1936.
8. А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
9. Д. С. Коржинский. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— Труды Первого всеос. петрограф. совещ. Изд-во АН СССР, 1955.
10. Д. С. Коржинский. Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— Материалы ко Второму всеос. петрограф. совещ. Ташкент, Изд-во АН СССР, 1958.
11. Ю. А. Кузнецов. Происхождение магматических пород.— Труды Первого всеос. петрограф. совещ. Изд-во АН СССР, 1955.
12. В. А. Кутюлин. Трапповая формация Кузбасса. Изд-во СО АН СССР, 1963.
13. А. П. Лебедев. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— Труды ИГН. Серия петрограф., 1955, вып. 161, № 46.
14. А. П. Лебедев. Вопросы изучения базальтовой магмы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1958, № 12.
15. И. А. Резанов. О строении земной коры платформенных областей.— БМОИП. Отд. геол., 1962, 37, № 1.
16. В. С. Соболев. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктич. ин-та, 1936, 43.
17. Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
18. Е. К. Устиев. Анюйский вулкан. Госгеолтехиздат, 1961.
19. Г. Д. Феоктистов. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1961, вып. 7.
20. J. Green a. A. Poldervaart. Some basaltic provinces.— *Geoch. et Cosmochim. Acta*, 1955, 7, № 3/4.
21. A. Holmes. The Origin of Igneous Rocks. *Geol. Mag.*, 1932, 69, № 822, p. 543—558.
22. W. Q. Kennedy. Trends of differentiation in basaltic magmas.— *Amer. J. Sci.*, 1933, 25, N 147, p. 239—256.
23. W. Q. Kennedy, E. M. Anderson. Crustal layers and the origin of magmas.— *Bull. volcanol.*, Ser. 11, 1938, 3, 16.
24. H. Kuno. Petrology of Hakone volcano and adjacent areas.— *Japan. Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1950, 61, № 9.
25. H. Kuno, K. Jamasaki, C. Lida, K. Nagashima. Differentiation of Hawaiian Magmas.— *Japan. Journ. Geol. a. Geogr.*, 1957, 28, № 4.
26. H. Kuno. High-alimina Basalt.— *Journ. Petrology*, 1960, 1, N 2.
27. I. Kushiro a. H. Kuno. Origin of Primary Basalts Magmas and Classification of Basaltic Rocks.— *J. Petrology*, 1963, 4, № 1.
28. E. F. Osborn. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma.— *Amer. J. Sci.*, 1959, 257, № 9.
29. H. A. Powers. Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands— *Geoch. et Cosmochim. Acta*, 1955, 7, № 1—2, p. 77—107.
30. A. E. Ringwood. The constitution of the mantle.— *Geoch. et Cosmochim. Acta*, 1958, 15, № 3.
31. A. E. Ringwood. Genesis of the Basalt-Trachyte association.— *Beitr. zur Mineral. und Petrogr.*, 1959, 6, Heft 5, 1959.
32. C. Tilley. Some aspects of magmatic evolution. *Quart.*— *J. Geol. Soc.*, 1950, 106, № 421.
33. T. Tomita. Chemical distinctions between the three principal series of basaltic rocks.— *Internat. Geol. Review*, 1960, 2, № 11.
34. S. J. Tomkeieff. Petrochemistry of the Scottish Carboniferous—Permian igneous rocks.— *Bull. volcanol. Ser. II*, 1937, 1.
35. L. R. Wager. A chemical definition of fractionation stages as a basis for comparison of Hawaiian, Hebridean, and other basic lavas.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1956, 9, p. 217—248.
36. H. S. Yoder a. C. E. Tilley. Origin of Basalts Magmas: An Experimental study of Natural and Synthetic Rock Systems.— *J. Petrology*, 1962, 3, № 3.

СОДЕРЖАНИЕ

редактора	5
<i>М. Волохов.</i> О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области	7
<i>С. Ильенко.</i> Древнейший габбро-диоритовый комплекс восточной части Кузнецкого Алатау	24
<i>Н. Довгаль, В. И. Богнибов.</i> Древний габбро-сиенитовый комплекс Кузнецкого Алатау	45
<i>П. Кривенко.</i> Вопросы происхождения пород торгальского интрузивного комплекса Тувы	65
<i>В. Поляков, Г. С. Федосеев, А. Е. Телешев и С. М. Николаев.</i> Шиндинский плутон ольховского гранитоидного комплекса (Восточный Саян)	84
<i>Н. Дистанова.</i> Мартайгинский гранитоидный комплекс	122
<i>Д. Шелковников.</i> Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна	100
<i>Н. Смышляев.</i> Спилито-кератофировая формация северного склона Западного Саяна	179
<i>И. Юдин.</i> Гипербазиты хребта Борус (Западный Саян) и особенности серпентинизации их	197
<i>С. Зимин.</i> Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов (на примере интрузий Сихотэ-Алиня)	232
<i>А. Вахрушев.</i> Минералого-геохимические признаки генетической связи железорудения с интрузиями	247
<i>А. Кутолин.</i> К вопросу о типах базальтовых магм	258

**Магматические формации
Алтае-Саянской складчатой области**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
Академии наук СССР*

Редакторы издательства *Я. А. Галушко* и *Г. Г. Мергасов*
Художник *Б. В. Трифонов*
Технический редактор *В. Г. Лаут*

Сдано в набор 12/II 1965 г. Подписано к печати 12/IV 1965 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Печ. л. 16,75 = 22,94 усл. л.
Уч.-изд. л. 23,1 Тираж 1100 экз. Т-4595 Изд. № 3423/04.
Тип. зак. 5562. Темплан 1965 г. № 453

Цена 1 р. 62 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10