

257

**ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ  
ГАББРОВЫЕ  
ИНТРУЗИИ  
КАЛЕДОНИД  
ВОСТОЧНОГО САЯНА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
Выпуск 257

# ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ГАББРОВЫЕ ИНТРУЗИИ КАЛЕДОНИД ВОСТОЧНОГО САЯНА

Ответственный редактор  
академик Ю. А. Кузнецов

*Глубоко уважаемому  
Валерию Алексеевичу Кузнецову  
от автора  
Владимир  
Аким  
Аким  
Аким*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск-1974

В книге выделены и подробно рассмотрены три типа титаноносных дифференцированных габбровых интрузий каледонид северо-западной части Восточного Саяна: сиенит-габбровый, пироксенит-габбровый и габбро-порит-диоритовый. Детально рассмотрены состав, строение и характер дифференцированности отдельных расслоенных массивов. При этом использован большой аналитический материал, позволивший дать не только качественную, но и количественную оценку состава различных дифференцированных серий. Рассмотрены вопросы происхождения массивов выделенных групп.

Книга предназначена для широкого круга геологов, интересующихся вопросами базитового магматизма, а также методикой исследования расслоенности интрузивных тел и происхождением различных по составу дифференцированных серий.

Авторский коллектив:

*Г. В. Поляков, А. П. Кривенко, Д. М. Орлов,  
Г. С. Федосеев, П. А. Балькин.*

Д  $\frac{20801-778}{055(02)-74}$  77--74

©Издательство «Наука», 1974.

## ВВЕДЕНИЕ

Геологическими исследованиями последнего десятилетия на обширной территории каледонид и прилегающих к ним структур протерозойской консолидации северо-западной части Восточного Саяна обнаружено большое количество дифференцированных габбровых интрузий, широко варьирующих по характеру проявления, составу и металлогении. Ранее эти интрузии обычно включались в состав сложных гранитоидных комплексов либо в качестве продуктов ранних их фаз, либо как производные контактово-реакционных процессов и процессов гибридизма, связанных с формированием крупных гранитоидных plutonov. Индивидуальные черты их при этом, естественно, не выявлялись.

Первые сведения о существовании на северо-западе Восточного Саяна самостоятельных дифференцированных базитовых интрузий связаны с работами А. Д. Шелковникова (1958), который выявил и впервые описал стратифицированные габбро-сиенитовые массивы в верховьях рек Кизира и Казыра. Впоследствии один из наиболее крупных массивов этой группы — Кизирский — был детально изучен А. П. Лебедевым и О. А. Богатиковым (1963). Прочие массивы изучались при производстве геологических съемок Н. Н. Стамборовским, О. И. Пятовым и другими геологами КГУ. В этот период сиенит-габбровые\* интрузии относились к девонским образованиям эпохи среднепалеозойской активизации каледонид и считались интрузивными эквивалентами девонской трахибазальтовой формации Минусинского прогиба.

В 1957—1959 гг. самостоятельные дифференцированные габбровые интрузивы были обнаружены В. Н. Долговой и Н. И. Титовым при проведении геологической съемки на правом берегу р. Енисея в краевой, примыкающей к каледонидам части Протеросаяна. Эти, также стратифицированные, но существенно иного, перидотит-пироксенит-габбрового, состава, массивы были в дальнейшем описаны И. М. Волоховым и В. М. Ивановым (1964) в составе нижнедербинского комплекса выделенной ими раннепалеозойской габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской области.

Таким образом, первоначально в северо-западной части Восточного Саяна выделялось две группы дифференцированных базитовых интрузий: раннепалеозойская габбро-пироксенит-перидотитовая, характеризующаяся сульфидно-никелевой рудной минерализацией, и среднепалеозойская сиенит-габбровая с четкой выраженной титановой специализацией.

Последующими исследованиями было установлено, что титаносные габбровые интрузии распространены в каледонидах Кизир-Казырского района значительно шире, чем это представлялось вначале, и характеризуются большим разнообразием форм проявления и петрографиче-

\* Здесь и далее, исходя из преобладания в этой ассоциации габбро, мы применяем к ней название «сиенит-габбровая» взамен первоначального «габбро-сиенитовая».

ского состава. Среди них наряду с ранее известными сненит-габбровыми массивами были обнаружены также расслоенные, но лишенные сненитов, собственно габбровые интрузивы (Поляков, Федосеев, 1963; Зубкус, 1971; Поляков, Кривенко, Федосеев, 1972), причем некоторые из них характеризуются не только титановой, но и сульфидно-никелевой минерализацией, сближаясь в этом отношении с массивами габбро-пироксенит-перидотитового типа. Наконец, в это же время появились сведения о наличии в составе некоторых сложных гранитоидных плутонов ольховского и таннуольского комплексов самостоятельных предгранитных габбровых интрузивов с элементами дифференцированности (Поляков, 1971). Аналогичные данные были получены в связи с петрологическими исследованиями раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов и в других районах Алтае-Саянской области (Кузнецов и др., 1971).

Существенные коррективы претерпели представления о возрасте базитовых интрузий.

ны данные о прорыве сненит-габбровых массивов силуро-девонскими гранитоидами буждзюльского комплекса, в силу чего они перестали считаться девонскими, а переведены в разряд явно додевонских образований. Кроме того, установлен еще более ранний, предшествующий раннепалеозойским гранитам ольховского комплекса возраст ряда габбровых массивов, очень сходных по составу с базитами сненит-габбровых ассоциаций (Поляков, Кривенко, Федосеев, 1972). Большая часть вновь обнаруженных титаносных габбровых массивов Кизир-Казырского района также оказалась «доольховской».

Все это в совокупности с рядом других факторов, которые будут рассмотрены в дальнейшем особо, позволило объединить дифференцированные габбровые массивы Кизир-Казырского района в единую группу раннепалеозойских базитовых интрузий, широко варьирующих по характеру проявления и петрографическому составу (Поляков, Кривенко, Федосеев, 1972). При этом намечены сненит-габбровый, пироксенит-габбровый и габбро-норит-диоритовый типы массивов. Однако выделенные ассоциации не были исследованы в достаточной степени в сравнительном плане и поэтому нуждались в более строгой типизации.

Именно этим целям посвящена настоящая работа. В ней каждый из трех выделенных вариантов титаносных габбровых интрузий подробно рассмотрен на ряде примеров. Особенно детально исследованы состав, строение и характер дифференцированности наиболее типичных, эталонных массивов. При описании отдельных массивов и сравнительной их характеристики использован большой статистически обработанный аналитический материал по породам, породообразующим минералам и петрохимии, позволивший дать не только качественную, но и количественную оценку состава различных дифференцированных серий.

Работа базируется на материалах петрологических исследований, осуществлявшихся в 1967—1972 гг. двумя коллективами: сотрудниками ИГГ СО АН СССР Г. В. Поляковым, А. П. Кривенко, Г. С. Федосеевым и П. А. Балыкиным, исследовавшими различные типы дифференцированных габбровых интрузий Кизир-Казырского района, и сотрудниками ВСЕГЕИ Д. М. Орловым и Л. А. Годуновой, детально изучившими Кизирский сненит-габбровый массив. На завершающем этапе работа выполнялась следующим образом. Вводные и заключительный ее разделы принадлежат Г. В. Полякову, сненит-габбровые интрузии описаны Д. М. Орловым и А. П. Кривенко, причем характеристика Кизирского габбрового массива составлена Д. М. Орловым, пироксенит-габбровые массивы описаны А. П. Кривенко, Г. В. Поляковым и П. А. Балыкиным, габбро-норит-диоритовые — Г. В. Поляковым, и Г. С. Федосеевым.

Авторы признательны З. Г. Поляковой, Т. Е. Петровой, П. И. Шамшуриной, Н. Г. Грязновой, М. Ф. Нахаевой и О. А. Карпушиной за помощь в обработке материалов и подготовке рукописи к печати.

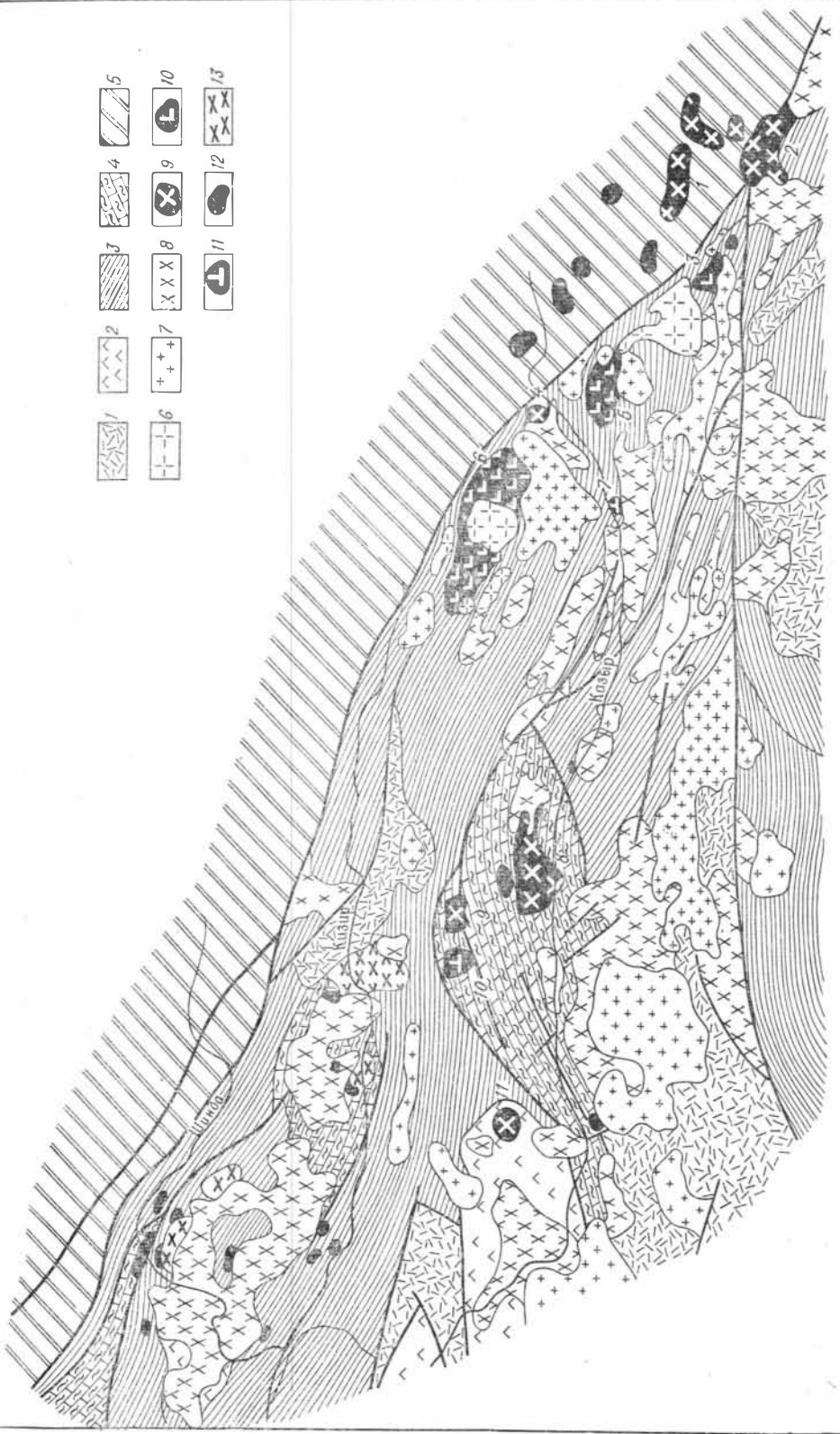
## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ВОЗРАСТ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГАББРОВЫХ ИНТРУЗИЙ**

Кизир-Казырский район относится к юго-восточной части Сисим-Казырского каледонского прогиба, простирающегося в северо-западном направлении от верховьев Кизира и Казыра до Енисея. С севера и северо-востока этот прогиб ограничен докембрийскими выступами Протеросаяна, с юга и юго-запада — девонскими отложениями Северо-Минусинской межгорной впадины (рис. 1).

В геологическом строении района принимают участие карбонатно-терригенные и вулканогенные формации нижнего и среднего кембрия. В низах разреза доминируют карбонатные и терригенно-карбонатные отложения; раннекембрийские вулканогенные комплексы спилит-кератофирового ряда распространены более ограниченно, размещаясь в узких локальных зонах. В составе среднекембрийских отложений преобладают терригенно-вулканогенные комплексы пород при подчиненной роли карбонатных. Эффузивные ассоциации среднего кембрия имеют преимущественно базальт-андезитовый характер. Суммарная мощность ранне-среднекембрийских отложений достигает в отдельных местах 5—6 км, что свидетельствует об устойчивом длительном погружении этой области.

Район характеризуется сложным тектоническим строением. Слагающие его раннепалеозойские толщи собраны в антиклинальные и синклинальные складки, осложненные многочисленными дизъюнктивными нарушениями и мелкой складчатостью более высокого порядка. В ядрах крупных антиклинальных структур и в отдельных, ограниченных разломами выступах вскрываются докембрийские комплексы фундамента, представленные карбонатными отложениями павловской или овсянковской свит и кристаллическими сланцами кувайской метаморфической вулканогенно-сланцевой серии. Ориентировка складчатости и региональных дизъюнктивных нарушений преимущественно северо-западная, совпадающая с общим тектоническим планом Восточного Саяна. В среднем течении Казыра, в районе Базыбайского выступа и несколько юго-восточнее (Амыл-Кондатский район), намечается виргация структур. Здесь наряду с восточно-саянскими северо-западного направления структурами появляются тектонические элементы юго-западного простирания, свойственного соседней Северо-Саянской зоне Западного Саяна.

В составе интрузивных комплексов Кизир-Казырского каледонского прогиба и примыкающих к нему частей Протеросаяна господствуют ранне- и среднепалеозойские гранитоиды, которые относятся соответственно к раннепалеозойской формации гранитоидных (тоналит-гранодиоритовых) батолитов (ольховский комплекс) и к девонской формации субвулканических гранитов и сиенитов (бuedжульский, лутагский и ирбинский комплексы). Первые прорывают все нижне- и среднекемб-



рийские отложения района, но перекрываются раннедевонскими (по мнению некоторых исследователей, силуро-девонскими) вулканитами базальт-андезит-трахилипаритового ряда, слагающими основание разреза среднепалеозойских отложений Минусинского прогиба. Вторые (субвулканические интрузии гранитов и сиенитов) перекрываются лишь раннедевонскими отложениями, раннедевонские же эффузивы они обычно прорывают, причем очень близки по возрасту и составу к салической группе этих эффузивов.

Интрузии базитового ряда развиты в районе не столь широко. Среди них выделяются две категории образований, резко отличающихся по возрасту, характеру проявления и составу: раннекембрийские субвулканические габбро-диорит-диабазовые интрузии и явно более поздние (кембро-ордовикские) дифференцированные габбровые массивы. Интрузии первого типа образуют мелкие субвулканические тела (дайки, силлы и небольшие по размерам штоки), размещающиеся в локальных приразломных линейных зонах в полях раннекембрийских эффузивов спилит-кератофирового ряда, с которыми генетически связаны. Они объединяются в шиндинский комплекс и относятся к достаточно хорошо изученной габбро-диорит-диабазовой формации алтае-саянских каледонид. На рис. 1 эти интрузии не изображены, так как в подавляющем большинстве случаев оказываются немасштабными.

Основные интрузии, представленные в разной степени дифференцированными, с элементами расслоенности габбровыми массивами, распространены, как это видно на рис. 1, довольно ограниченно. Они сосредоточены преимущественно в трех узлах. Наибольшее количество приходится на юго-восточную часть района. Базитовые интрузии приурочены к области сопряжения Кизир-Казырского прогиба со структурами относительно ранней, протерозойской консолидации (Протеросаяна), образующими жесткую раму прогиба. Массивы локализуются вблизи разграничивающего эти структурные зоны глубинного разлома, проникая по оперяющим его нарушениям в юго-восточную окраину Кизир-Казырского прогиба и пограничную с ней область Протеросаяна. Вторым районом сосредоточения базитовых интрузий является Базыбайский выступ допалеозойского фундамента, ограниченный многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Большая часть массивов этого района размещается внутри Базыбайского выступа, либо в самом ближайшем его окружении. Вместе с тем есть массивы (например, Канатикский), находящиеся в некотором удалении от этой структуры в полях развития типичных раннепалеозойских отложений Кизир-Казырского прогиба. Наконец, третьим таким узлом оказывается крупное геоантиклинальное поднятие, известное под названием Артемовской мегантиклинали (Моссаковский, 1963). В ее ядре также вскрываются докембрийские отложения фундамента. Габброидные массивы находятся здесь в экзоконтактной зоне огромного гранитоидного плутона (Шиндинский плутон ольховского комплекса раннепалеозойских гранитов); они предшествуют гранитам, в значительной степени измене-

Рис. 1. Схема размещения дифференцированных габбровых массивов в структурах северо-западной части Восточного Саяна.

1 — девонские вулканогенно-осадочные отложения межгорных впадин; 2—4 — толща области раннекаледонской складчатости; 2 — средне-позднекембрийская вулканогенная толща (кизирская свита), 3 — ранне-среднекембрийские вулканогенно-осадочные отложения; 4 — позднепротерозойские кристаллические сланцы и мраморы выступов докембрийского основания; 5 — протерозойские метаморфические комплексы области ранней консолидации (поднятие Протеросаяна); 6—8 — интрузивные комплексы: 6 — девонские сиенитовые интрузии, 7 — девонские гранитоиды буждужьского комплекса, 8 — раннепалеозойские гранитоиды ольховского комплекса; 9—12 — раннепалеозойские базитовые массивы различного типа: 9 — габбро-норит-диоритового, 10 — сиенит-габбрового, 11 — пироксенит-габбрового, 12 — габброидные неясного типа; 13 — раннепалеозойские диоритовые массивы неясного генезиса.

Массивы (цифры на схеме): 1 — Демер-Тайгинский, 2 — Соругский, 3 — Аржанский, 4 — Валинский, 5 — Залевалихинский, 6 — Кизирский, 7 — Падунский, 8 — Базыбайский, 9 — Поповский, 10 — Осередок, 11 — Канатикский.



ны, дезинтегрированы и частично уничтожены. Понятно, что в таких условиях их первоначальные формы, состав и другие особенности выявляются с большим трудом.

По составу титаноносные базитовые массивы варьируют чрезвычайно широко. Различная степень их дифференцированности и эродированности в сочетании с особенностями состава исходных магм, характера и направления дифференциации обусловили широкую изменчивость свойственных им породных ассоциаций. Вполне одинаковых массивов практически нет. Однако при всем многообразии замечаются три группы принципиально сходных между собой массивов: сиенит-габбровая, пироксенит-габбровая и габбро-норит-диоритовая. В их составе имеются типичные расслоенные массивы, характерной чертой которых является в общем высокая титанистость габброидов. Вместе с тем по составу дифференцированных серий, минеральным и петрохимическим особенностям выделенные группы отличаются друг от друга, представляя собой устойчиво повторяющиеся различные варианты дифференцированных габброидных интрузий.

В размещении массивов разного типа не наблюдается строгих структурных зависимостей. Однако замечено, что габбро-норит-диоритовая ассоциация характерна для участков с обильным проявлением последующего гранитоидного магматизма. Исключительно габбро-норит-диоритовыми массивами представлены базитовые интрузии Артемовской мегантиклинали. В районе Базыбайского выступа они ассоциируют, кроме того, с массивами пироксенит-габбрового типа. В наиболее крупном юго-восточном узле, в области сопряжения Кизир-Казырского прогиба с Протеросаяном, представлены все три типа интрузий, включая сиенит-га

началась история исследования расслоенных массивов. В размещении сиенит-габбровых и пироксенит-габбровых массивов, как, впрочем, и в характере базитовой их составляющей, нет очевидных различий. Они представляют собой изолированные от гранитов, автономные по строению и составу ритмически-расслоенные массивы. Принципиальные отличия заключаются лишь в наличии или отсутствии в ассоциации с габбро сиенитов. Эти положения будут аргументированы ниже.

Особо следует остановиться на возрастной позиции дифференцированных габбровых интрузий. Все они, безусловно, выходят за рамки среднего кембрия, так как прорывают весь разрез известных в районе кембрийских отложений, включая среднекембрийские свиты. Верхняя же их граница не столь очевидна; она определяется взаимоотношениями габброидов и ранне-среднепалеозойских гранитов, а также некоторыми радиологическими данными.

Наиболее надежно устанавливается верхний возрастной предел интрузий габбро-норит-раннепалеозойскими гранитоидами ольховского комплекса, как правило предваряя их. Такие отношения наблюдаются не только в местах обильного проявления ольховских гранитов, где габбро-норит-диоритовые интрузивы в значительной степени изменены и трудно распознаются, но и в некоторых типичных дифференцированных массивах с признаками расслоенности. Такого рода материалы опубликованы недавно по Валлинскому габбро-норит-диоритовому массиву верховья Казыра (Поляков, Кривенко, Федосеев, 1972) и повторять их нет необходимости.

Раннепалеозойский, «доольховский» возраст пироксенит-габбровых интрузий установлен на примере Падунского габбрового массива, который «срезается» одноименным крупным тоналит-гр плутоном верховья Казыра, принадлежащим, несомненно, к ольховскому комплексу (см. рис. 1). Характер этих соотношений, состав и изменения пород Падунского массива со стороны гранитов подробно рассмотрены

в отдельной статье (Поляков, Кривенко, Федосеев, 1972), а также в настоящей работе при описании Падунского интрузива в качестве одного из примеров пироксенит-габбровой ассоциации.

Труднее определяется верхняя возрастная граница сиенит-габбвых интрузий, типичные представители которых не соприкасаются с заведомо раннепалеозойскими гранитами. В этом случае приходится пользоваться косвенными данными. В настоящее время, безусловно, установлен додевонский возраст этих интрузий. Как показывают материалы геологических съемок последних лет, типичные сиенит-габбровые массивы верховьев Кизира и Казыра повсеместно прорываются гранитоидами, которые обычно относятся к буюдзульскому комплексу и датироваются условно как  $S_2-D_1$ . Объективно же возраст этих гранитов может быть и более ранним. Не исключено, что некоторые из них представляют собой фациальные или фазовые разности раннепалеозойских гранитов ольховского комплекса.

Не вполне ясными остаются пока отношения сиенит-габбровых массивов с диоритами собственно ольховского комплекса. Однако косвенные данные указывают все же на более ранний возраст габброидных интрузий. Об этом свидетельствует базитовой части сиенит-габбровых массивов с пироксенит-габбровыми, которые на основе детального сравнительного анализа относятся нами к особому (лишенному сиенитов) варианту сиенит-габбровых ассоциаций. Пироксенит-габбровые же интрузии, как мы убедились на примере Падунского массива, имеют «доольховский» возраст. В то же время мы, по существу, не располагаем убедительными данными в пользу послегранитного возраста сиенит-габбровых интрузий. Имевшиеся на сей счет указания при проверке не подтвердились. Так произошло с упоминавшимися выше Валинским и Падунским массивами, которые раньше интерпретировались как аналоги сиенит-габбровых интрузий, прорывающих ольховские диориты.

Вероятно, для решения вопроса о возрасте сиенит-габбровых ассоциаций можно использовать радиологические данные. Однако при этом необходимо иметь в виду, что случайные одиночные определения калий-аргоновых возрастов, особенно валовых проб палеозойских пород, не облегчают, а усложняют решение задачи, давая противоречивые и в большинстве своем значительно омоложенные даты. Наш опыт свидетельствует о том, что более удовлетворительные и стабильные результаты получают при определении калий-аргоновых возрастов палеозойских пород по темноцветным минералам, в частности биотиту (Поляков, Фирсов и др., 1972). К аналогичному выводу пришли В. И. Коваленко и Э. И. Пополитов (1970), которые, основываясь на данных определения калий-аргонового возраста именно биотитовых проб, установили значительно более ранний, чем это считалось прежде, возраст ассоциирующих с габбро сиенитов Казырского района. По их данным, калий-аргоновый возраст биотитов из сиенитов Катунского, Ингишского и других интрузивов междуречья Казыр — Аксуг составляет 460—500 млн. лет (лишь в одном случае из восьми возраст биотита оказался равным 425 млн. лет). Близкие даты (475 и 585 млн. лет) получены по биотитам из сиенитов Крыжинского и Катунского массивов М. И. Волобуевым и др. (1964). Все эти даты относятся к раннему палеозою и повторяют возрастную диапозон ольховских гранитоидов, установленный также по биотитам (Поляков, Фирсов и др., 1972).

Таким образом, мы имеем как будто бы все основания полагать, что титаноносные дифференцированные габбровые массивы Кизир-Казырского района относятся к единой группе раннеорогенных предгранитных базитовых интрузий, представленных разными типами ассоциаций. Подробное описание и сравнительная характеристика выделенных типов дается в последующих главах.

## СИЕНИТ-ГАББРОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Ассоциирующие с сиенитами габбровые интрузивы, известные в разных районах Алтае-Саянской области, обнаружены и в пределах Восточного Саяна (Шелковников, 1958, 1961). Интрузивные тела этого типа размещаются в крайней восточной части Сисим-Казырского синклиория, близ зоны сочленения его с Дербинским выступом. К ним относятся Кизирский, Запевалихинский и Аржанский массивы, небольшое тело в истоках р. Аксуг, а также Катунский массив, представленный на современном денудационном срезе различными сиенитами, среди которых в небольшом количестве встречаются и габбро.

### КИЗИРСКИЙ МАССИВ

Кизирский массив, известный в литературе, так же как Крыжинский и Казырский, впервые описан А. Д. Шелковниковым (1958, 1961), а затем более подробно А. П. Лебедевым и О. А. Богатиковым (1963). В связи с этим в настоящей работе изложены лишь новые сведения, полученные в результате исследований Д. М. Орлова и Л. А. Годуновой.

В процессе геологической съемки было установлено, что восточная габброидная часть Кизирского плутона представляет собой самостоятельный интрузив с автономной внутренней структурой. В дальнейшем под названием Кизирского массива рассматривается это восточное тело габброидов.

### Геолого-петрографическая характеристика

В современном денудационном срезе Кизирский массив имеет форму почти правильного овала с длинной субширотной осью, равной 10 км, и короткой, достигающей почти 8 км. Площадь его, занятая основными породами, составляет около 70 км<sup>2</sup> (рис. 2). На севере и востоке массив прорывает раннекембрийские образования, представляющие метаморфическими сланцами, известняками, зеленокаменно-измененными эффузивами основного и кислого состава. Вмещающие породы имеют северо-западное простирание при крутом (50—70°) северо-восточном падении. Вблизи контакта с га

местами запрокинутое. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород выражаются в их ороговковании. Ширина контактового ореола невелика. В северной части массива она не превышает нескольких десятков метров, а в восточной — едва достигает первых метров. Контакты основных пород с вмещающими ороговкованными сланцами резкие. Алофизы габброидов проникают вдоль плоскостей сланцеватости, однако это наблюдается лишь в непосредственной зоне контакта. Сами интрузивные породы в области эндоконтакта насыщены плоскими крупными ксенолитами ороговкованных сланцев. Ксенолиты полностью перекристаллизованы и под микроскопом отвечают мелкозернистым габбро. В обнажениях же легко устанавливается первичная природа роговков по частично сохранившейся сланцеватости, наличию скарированных прослоев известковистых сланцев и известняков.

Характерной особенностью Кизирского массива является высокая насыщенность его крупными ксенолитами вмещающих пород, имеющими уплощенную форму. Мощность их обычно колеблется от первых до десятков метров, а иногда достигает первых сотен метров. По простиранию они даже при небольшой мощности прослеживаются на сотни, а в ряде случаев — тысячи метров. В подавляющем большинстве случаев ксенолиты ориентированы согласно с первичной полосчатостью и трахитоидностью интрузивных пород. Контакты их с вмещающими основными породами резкие. Сколько-нибудь заметных изменений состава

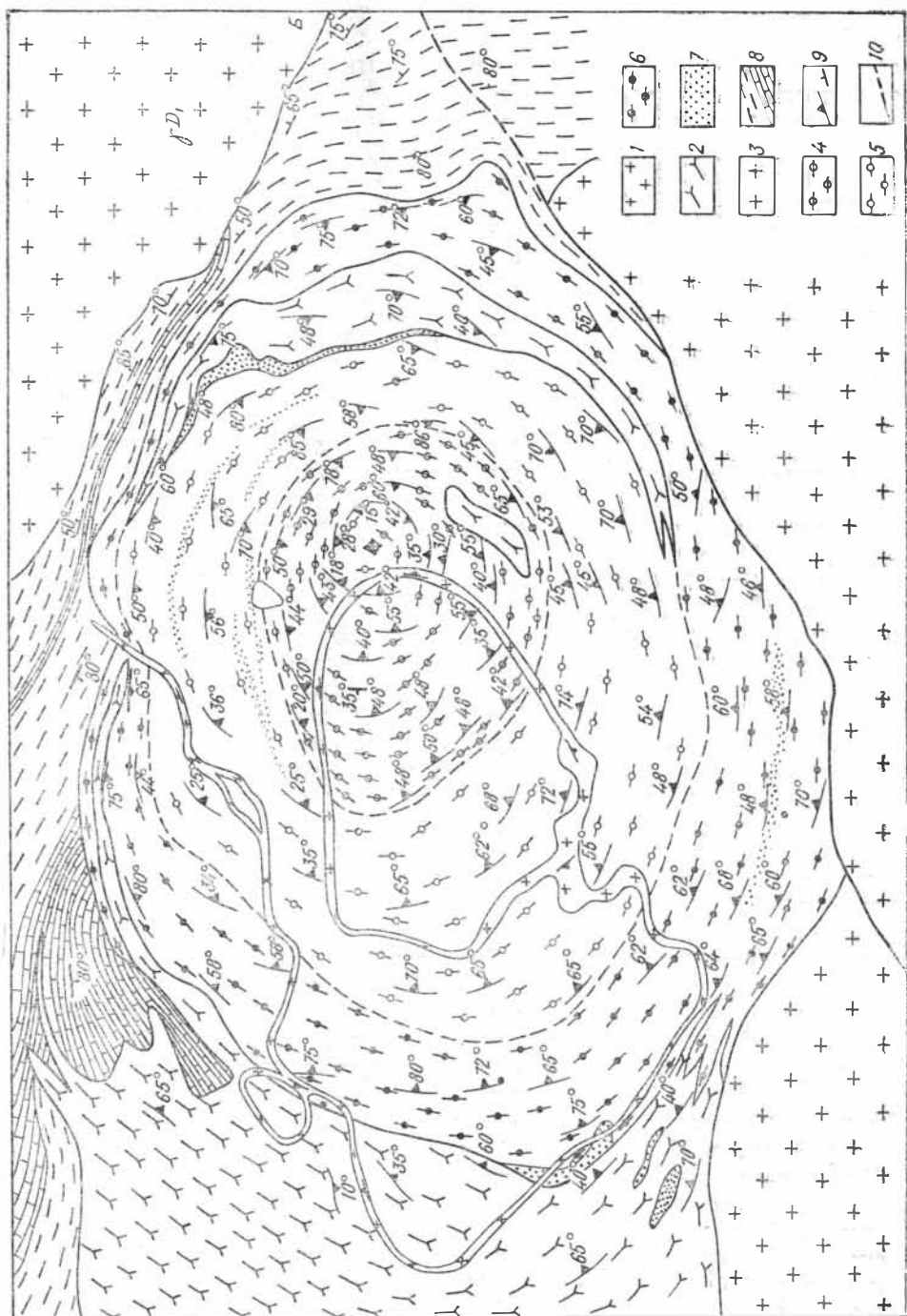
ва и структур габбро даже в контакте с крупными телами ксенолитов не наблюдается. Ксенолиты сланцев и основных эффузивов полностью перекристаллизованы и превращены в темные, очень плотные мелкозернистые пироксен-плагноклазовые роговики (иногда с оливином). Известковистые сланцы и сланцы, перемежающиеся с тонкими пропластками известняков, превращены в породы преимущественно диопсидового и меллит-диопсидового состава и иногда с гранатом и шпинелью. Реже ксенолиты представлены мраморизованными известняками, содержащими вкрапленность зерен форстерита и чешуек графита и, очевидно, принадлежащих дербинской свите протерозоя. Интересно отметить, что породы дербинской свиты нигде не примыкают к Кизирскому массиву и, следовательно, вынесены внедряющимся расплавом из глубины.

На юго-востоке и юге Кизирский массив контактирует с гранитами, граносиенитами и сиенитами крупного Поселенкинского массива буюд-жульского комплекса ( $\gamma D_1$ ). На значительном протяжении юго-восточный контакт имеет тектоническую природу. В зоне контакта габброиды и граниты интенсивно катаклазированы, местами милонитизированы. Темноцветные минералы почти полностью замещены хлоритом, а породы нередко окварцованы. Поверхность контакта круто падает на юго-восток.

Юго-западный контакт массива с гранитами Поселенкинской интрузии имеет интрузивную породу. Эти граниты являются более молодыми по отношению к габбро Кизирского массива. В зоне шириной 50—150 м, непосредственно прилегающей к контакту, граниты становятся гнейсовидными и несколько более мелкозернистыми и содержат угловатые обломки трахитоидных габбро. Маломощные апофизы гранитов проникают на несколько десятков метров в основную интрузию, вызывая окварцевание, альбитизацию и биотитизацию пород. Мелкие ксенолиты оливиновых габбро иногда встречаются в гранитах и на значительном удалении от контакта. Так, в правом борту р. Васькиной ксенолиты габбро встречены примерно в километре от контакта с Кизирским массивом. Гнейсовидность гранитов согласна с простираанием контакта и падает в сторону основной интрузии под углами 50—60°.

На западе и северо-западе массива габброиды контактируют с сиенитами, которые как бы облекают массив, проникая узкими «языками» на севере и юге вдоль плоскостей первичной полосчатости и трахитоидности габброидов. В зоне шириной до 1,5 км, прилегающей к габброидам, сиениты имеют трахитоидную текстуру, обусловленную субпараллельной ориентировкой толстотаблитчатых выделений щелочного полевого шпата. Трахитоидность в сиенитах параллельна простираанию контакта между габбро и сиенитами и падает в сторону габброидов с углами от 35 до 70°. Непосредственные взаимоотношения между габбро и сиенитами наблюдаются крайне редко. В подавляющем большинстве случаев габбро и сиениты разделены узкими пластообразными телами ороговикованных сланцев, мраморизованных известняков и скарнированных известковистых сланцев. Мощность такой «перегородки» порой составляет лишь несколько метров, но она везде прослеживается вдоль контакта габбро и сиенитов. В западной части Кизирского массива непосредственные взаимоотношения габбро и сиенитов наблюдались лишь в вершине левого истока Васькиной, где в стенке кара видны апофизы сиенитов, секущие трахитоидные габбро массива.

Габбро вдоль контакта с сиенитами практически не несут следов воздействия, оставаясь такими же свежими, как и вдали от контакта с сиенитами. Сами сиениты в зоне, прилегающей к контакту с габброидами, становятся несколько более мелкозернистыми: если вдали от контакта размеры таблитчатых выделений щелочного полевого шпата в сиенитах достигают 2—3 см, то около контакта уменьшаются до 1—1,5 см.



Сиениты развиты и в пределах самого габброидного массива (см. рис. 2). Они образуют два небольших штока в центральной и серповидное в плане тело в восточных частях плутона. Серповидное тело залегает согласно с вмещающими его основными породами. Сиениты повсеместно обладают хорошо выраженной трахитоидностью, падение и простираение которой аналогично таковым во вмещающих габбро. По простираению серповидное тело прослежено почти на 9 км при максимальной мощности 0,7 км. В всячем боку его, как и вдоль западной

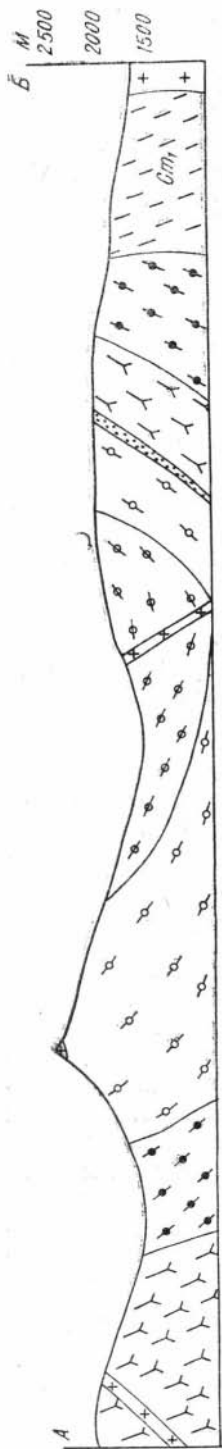


Рис. 2. Геологическая схема Кизирского массива. Составили Д. М. Орлов, Л. А. Годунова, В. П. Паряиков.

1 — граниты дайковой серии; 2 — оливиновые габбро; 3 — оливиновые сенинты; 4 — граниты и граносенинты буежудского комплекса; 5 — породы верхней слонистой серии Кизирского массива (меланократовые габбро, рудные габбро, оливиновые габбро, реже — габбро, рудные габбро); 6 — породы средней слонистой серии Кизирского массива (оливиновые габбро, рудные габбро, лейкократовые габбро, троктолиты); 7 — породы нижней слонистой серии Кизирского массива (оливиновые габбро, рудные габбро, лейкократовые габбро, троктолиты); 8 — ксенолиты роговыхиков и скларированных известняков; 9 — сланцы, известняки, эффузивы основного, реже кислотного состава (См); 10 — элементы залегания первичности и трахитоидности (а), сланцеватости и слонистости (б); 10 — разрывные нарушения.

оконечности Кизирского массива, развиты ороговикованные сланцы, отделяющие сенинты от габбро. Маломощные пластообразные ксенолиты ороговикованных сланцев часто встречаются и вдоль лежащего бока сенинтового тела. Однако здесь удалось наблюдать непосредственные контакты между габбро и сенинтами. Так, в самой восточной оконечности тела сенинтов последние непосредственно соприкасаются с подстилающими их трахитоидными полосчатыми габбро. Трахитоидность в габбро и сенинтах имеет одинаковую ориентировку.

Габбро и сенинты в зоне контакта не обнаруживают изменений в крупности зерен и не несут следов видимого взаимодействия. Вблизи непосредственного контакта в габбро слегка увеличивается железистость оливина и щелочность плагиоклаза, в сенинтах немного уменьшается железистость оливина. Однако такие колебания составов оливина и плагиоклаза обычны для габбро и сенинтов и вдали от зоны контакта. Наряду с этим в северной части серповидного тела сенинтов наблюдались апофизы сенинтов, секущие габбро. Таким образом, характер взаимоотношений габбро и сенинтов свидетельствует о более позднем внедрении последних, подтверждая данные А. П. Лебедева и О. А. Богатикова (1963).

Самыми молодыми в пределах Кизирского массива являются дайки габброидов, щелочных сенинтов и гранитов. Дайки основных пород близки по составу габброидам массива, но отличаются от них высоким содержанием роговой обманки и биотита. Иногда в них появляются калневый полевой шпат и кварц. В виде самостоятельных дайковых тел они встречаются очень редко. В большинстве случаев дайковые основные породы присутствуют в виде ксенолитов в дайках более молодых мелкозернистых гранитов. Это свидетельствует о том, что граниты дайкового комплекса при своем внедрении использовали существовавшие ранее ослабленные зоны и трещины, по которым несколько ранее внедрялись дайки основного состава. Дайки щелочных пород, представленные кварцево-эгириновыми и нефелиново-содалитовыми

сенинтами, встречаются крайне редко, и взаимоотношения их с другими дайковыми образованиями не установлены.

Изучение элементов протектоники массива привело к существенному изменению представлений о его внутреннем строении. Как указывалось выше, с вмещающими

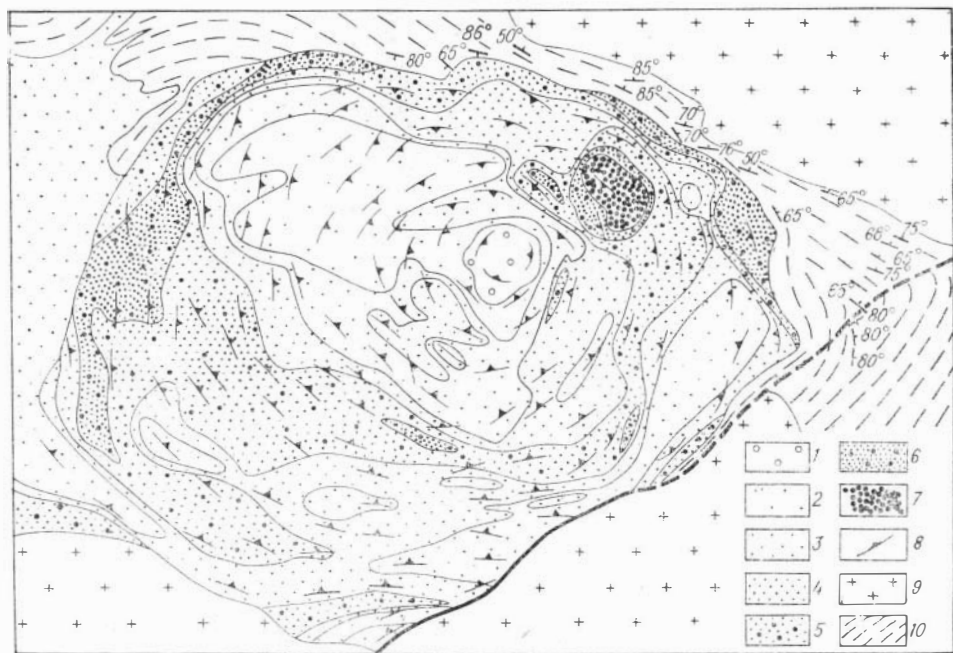


Рис. 3. Структурная схема Кизирского массива.

1—7 — участки массива с различными углами падения первичной полосчатости и трахитоидности: 1 — от 0 до 20°; 2 — от 21 до 40°; 3 — от 41 до 50°; 4 — от 51 до 60°; 5 — от 61 до 70°; 6 — от 71 до 80°; 7 — от 81 до 90°; 8 — элементы залегания первичной полосчатости и трахитоидности; 9 — граниты будзюльского комплекса; 10 — вмещающие кембрийские образования.

тактирует лишь на севере и востоке. Судя по ориентировке полосчатости и трахитоидности в габбро, слоистости и сланцеватости во вмещающих породах, а также по поведению линии контакта в рельефе, поверхность контакта в северной и восточной частях массива имеет крутое, близкое к вертикальному залегание. Чаше она падает в сторону массива. Контакты габброидной интрузии с более молодыми образованиями — сиенитами массива пика Грандиозного и гранитами Поселенкинского массива — также довольно круто погружаются в сторону основной интрузии. Таким образом, на основании имеющихся данных форма Кизирского массива представляется воронкообразной.

Как видно из рис. 2 и 3, внутреннее строение массива чашеобразное (в его центральной части имеется участок с горизонтальным залеганием полосчатого комплекса пород). В отличие от существовавших ранее представлений об увеличении углов падения полосчатости и трахитоидности к центру массива, установлено, что Кизирский массив, как и многие другие расслоенные основные интрузии Алтае-Саянской области, обладает структурным центром, в котором первичная полосчатость и совпадающая с нею трахитоидность имеют горизонтальное залегание. Структурный центр массива смещен от его геометрического центра к северо-востоку, и, таким образом, структура его в целом является асимметричной. В общем ориентировка первичной полосчатости подчинена контурам массива, падение же ее несколько положе падения плоскости контакта. Наличие такого «углового несогласия», а главное — чашеобразная структура массива свидетельствуют о его принадлежности к первично-прокристаллическому типу (Полканов, 1954), т. е. к таким интрузиям, структура которых сформировалась после заполнения расплавом магматической камеры.

Хотя в целом структура массива довольно простая — трахитоидность и полосчатость повсеместно падают в направлении к структурному центру, — в поведении углов падения полосчатости имеют место

значительные вариации, не связанные ни с общими контурами массива, ни с простираемением полосчатости и трахитоидности. В пределах массива выделяются поля с различными углами падения полосчатости (см. рис. 3). Конфигурация этих полей довольно сложная, но в центральной части массива они имеют близкую к прямоугольной форму, вытянутую в северо-западном направлении (в соответствии с общим направлением главных складчатых структур данного региона). Наличие полей с близкими к прямоугольным очертаниями, по-видимому, свидетельствует о блоковом строении подошвы магматической камеры. Небольшие размеры участка с горизонтальным залеганием полосчатых габбро, вероятно, указывают на значительную протяженность массива на глубину.

Характерной чертой строения Кизирского массива является весьма своеобразная ориентировка даек мелкозернистых гранитов. В пределах массива они развиты довольно широко, образуя закономерно ориентированную единую систему в виде купола, вершина которого примерно совпадает с геометрическим центром габброидного массива. На этом участке залегание даек близко к горизонтальному. По направлению от вершины куполообразной структуры падения даек становятся более крутыми, но обычно не превышают 40—50°. В целом куполообразная система даек является секущей по отношению к структуре основного массива, причем дайки секут не только основные породы, но и сиениты массива пика Грандиозного. В то же время связь их со становлением массива представляется в достаточной мере очевидной, поскольку они развиты почти исключительно в пределах габбро и сиенитов и быстро выклиниваются, выходя во вмещающие кембрийские образования.

Говоря о структуре Кизирского массива, нельзя не подчеркнуть обилия в нем ксенолитов ороговикованных вмещающих пород. Как указывалось, эти ксенолиты при сравнительно небольшой мощности по простираению прослеживаются на сотни метров и даже километры. При этом ориентировка их согласна с трахитоидностью и полосчатостью интрузивных пород. Трудно предположить, что такие плоские маломощные тела свободно «плавали» в магматической камере, сохраняя свою целостность. По-видимому, внедрявшийся основной расплав «языками» проникал вдоль плоскостей слоистости и сланцеватости вмещающих образований, и обнажающиеся в современном денудационном срезе ксенолиты представляют собой глубоко вдающиеся в магматическую камеру останцы вмещающих пород.

В строении Кизирского массива участвует широкая гамма пород ультраосновного, основного и щелочного состава. Петрографическое описание этих пород приведено в монографии А. П. Лебедева и О. А. Богатикова (1963), поэтому здесь мы ограничимся лишь общей характеристикой габброидов. Наиболее широко распространены в массиве оливиновые габбро, рудные габбро, троктолиты, габбро-анортозиты, рудные пироксениты. В подчиненном количестве встречаются рудные перидотиты, анортозиты. Все разновидности габброидов сложены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, оливином, титаномagnetитом и ильменитом, с участием титанистой роговой обманки, биотита и апатита. Распространение этих минералов в породах массива показано на рис. 4.

Характерно значительное развитие пород с оливином. Почти 80% пород содержат этот минерал, причем количество его превышает иногда 30%, в то время как породы с ромбическим пироксеном практически отсутствуют. Особенностью пород массива является их титанистость, что выражается в широком распространении титановых рудных минералов и повышенном содержании титана в некоторых силикатах.

Среднее содержание плагиоклаза в габброидах массива около 56%; в 40% случаев содержание колеблется от 51 до 70%. Примерно 25% падает на лейкократовые габбро и габбро-анортозиты около, 22% — на



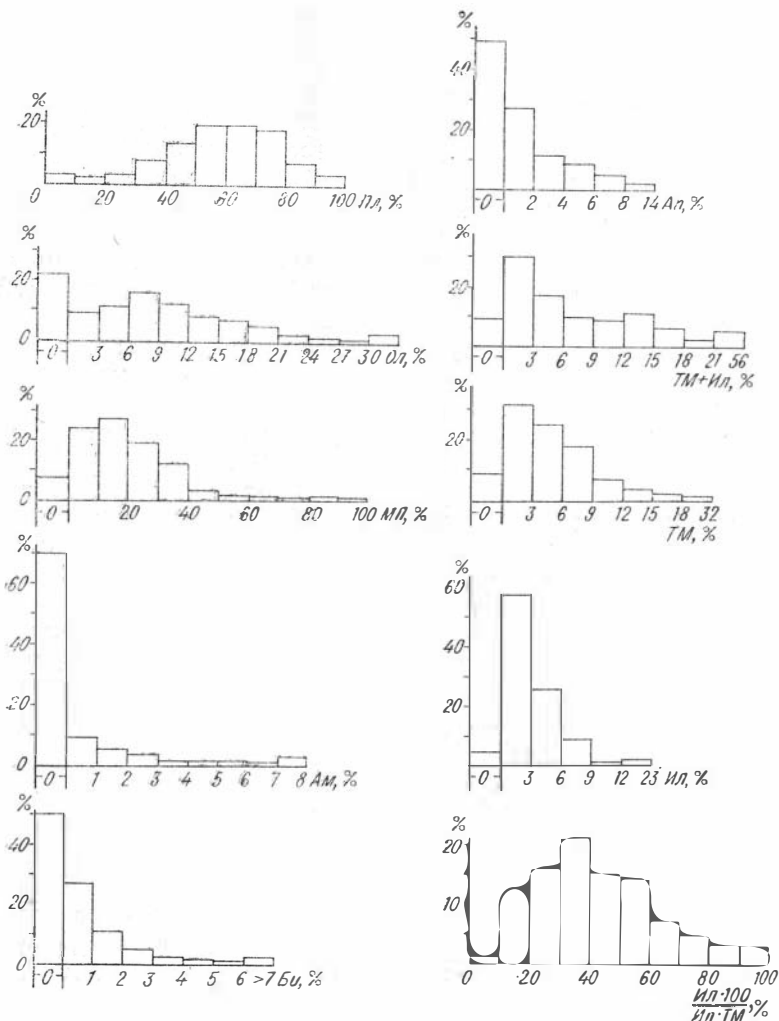


Рис. 4. Частота встречаемости различных содержаний минералов в габбродах Кизирского массива (по подсчетам в 710 шлифах). Диаграммы для титаномагнетита, ильменита и их отношения построены по подсчетам в 424 аншлифах.

меланократовые габбро. Собственно апортозиты, а также габбро-широкешиты и рудные пироксениты относительно редки (см. рис. 4). Среднее содержание оливина в габбродах массива составляет 7,8%. (обычные пределы колебаний 4—12%). Моноклинный пироксен присутствует почти во всех породах, среднее содержание его около 24%.

Рудные минералы в основных породах массива представлены титаномагнетитом и ильменитом. Среднее суммарное содержание этих минералов в породах около 8% (объемных). По данным количественно-минерального анализа (более 700 шлифов) лишь в 10% пород рудные минералы отсутствуют или содержатся в количестве менее 1% (см. рис. 4). Примерно в 60% случаев содержание рудных минералов в породах ниже среднего по массиву в целом, а в 40% случаев — выше среднего, достигая 20—30% и более. Максимальные концентрации составляют 40%. Сливных ильменит-титаномагнетитовых руд, образующих сколько-нибудь мощные горизонты в пределах массива, не встречено. На рис. 4 показана частота встречаемости различных содержаний титаномагнетита и ильменита раздельно в породах массива. Эти диаграммы построены по данным количественного минерального анализа

424 аншлифов. Сопоставление диаграмм показывает, что титаномagnetит является более распространенным минералом, чем пльменит, и чаще дает более высокие концентрации.

Апатит присутствует примерно в половине всех пород Кизирского массива. Среднее содержание его около 2, максимальное — 10—19% (см. рис. 4).

По данным количественно-минерального анализа, титанистая роговая обманка в породах массива встречается только в 30% пород. Среднее ее содержание около 0,8% (объемных). В 20% случаев содержание роговой обманки в породах составляет 1—4% (см. рис. 4), в 10% случаев — более высокое. Повышенное количество роговой обманки более характерно для безрудных или малорудных габбро. В лейкократовых разновидностях габброидов она встречается несколько чаще, однако это справедливо только для сравнительно низкотемпературных пород. Высокотемпературные породы — троктолиты, лейкократовые оливиновые габбро с максимально высокой основностью плагиоклаза и наиболее магнизальным оливином — обычно не содержат титанистой роговой обманки. Довольно отчетливо устанавливается обогащенность роговой обманкой пород эндоконтактной зоны массива, особенно в тех участках, где контакт с вмещающими образованиями имеет нормальный активный характер и не нарушен разрывными дислокациями.

Роговая обманка обычно развита в интерстициях между зернами других минералов, а также образует каемки вокруг зерен рудных минералов, оливина и пироксена. Иногда отмечается реакционное замещение ею двух последних минералов, при котором роговая обманка проникает по трещинкам внутрь их зерен.

Биотит и керсутит развиты в основных породах массива в сугубо незначительном количестве. Среднее содержание биотита в габброидах составляет 1,2%. По данным количественного минерального анализа 710 шлифов, биотит присутствует в половине всех пород (см. рис. 4). В 27% случаев содержание его составляет около 1%. Более высокие концентрации этого минерала встречены лишь в 23% случаев, причем частота встречаемости пород с повышенными содержаниями биотита уменьшается пропорционально с увеличением его количества в породах.

Сопоставляя поведение в породах биотита и керсутита, интересно отметить, что в высокотемпературных породах (троктолитах, лейкократовых оливиновых габбро) чаще встречается биотит, нежели керсутит. Учитывая, что в породах известково-щелочного ряда биотит обычно является относительно низкотемпературным минералом по сравнению с роговой обманкой, подобное отклонение в Кизирском массиве является аномальным.

### Породообразующие минералы

Состав плагиоклаза габброидов Кизирского массива варьирует от андезина (30% Ан) до битовнита с содержанием анортитового компонента до 75%. Как видно из диаграммы (рис. 5), отражающей частоту встречаемости плагиоклаза разного состава, в 65% случаев он представлен лабрадором и примерно в 31% — андезином. (Породы с более кислым полевым шпатом — калийсодержащим олигоклазом и анортотоклазом — относятся к группе сиенитов и на гистограмме не показаны). В подавляющем большинстве случаев плагиоклаз имеет зональное строение. Колебания в содержании анортитового компонента в пределах отдельных зерен варьируют обычно от 0—5 до 30%, в среднем составляя около 12—15%.

Плагиоклаз Кизирского плутона имеет сложный состав. Уменьшение основности сопровождается появлением в нем довольно значитель-

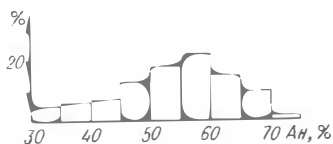


Рис. 5. Частота встречаемости плагиоклаза разного состава в породах Кизирского массива. По данным 710 замеров.

содержание калия в минерале прогрессивно возрастает, достигая в олигоклазе 12% ортоклазового минала. Интересной особенностью плагиоклаза является недосыщенность его кремнеземом, что проявляется при пересчете на миналы в постоянном присутствии 1—2% нефелинового компонента.

Содержание  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  и  $MgO$  в плагиоклазе Кизирского массива колеблется от 0,5 до 1%. Следует подчеркнуть, что такое количество этих компонентов нельзя объяснить механическими примесями. В пересчете на темноцветные минералы оно составило бы около двух процентов пироксена, тогда как реальное загрязнение проб не превышает 0,2—0,3%. По-видимому, указанные компоненты входят в кристаллическую решетку плагиоклаза. Это подтверждается и тем, что количество  $MgO$  закономерно уменьшается с падением основности плагиоклаза.

Плагиоклаз является постоянным компонентом практически всех пород массива. Состав его при этом меняется в довольно широком

ных количеств ортоклазового компонента. В связи с этим в плагиоклазе андезинового состава обычно наблюдается равномерная тончайшая сеть антипертитовых выделений калинатрового полевого шпата. Сведения о химическом составе полевых шпатов приведены в табл. 1. Пересчеты анализов на миналы показывают, что плагиоклаз основного состава содержит 2—3% ортоклазового компонента. Начиная с кислого андезина,

Таблица 1

Химический состав полевых шпатов из пород Кизирского массива

| Компонент       | 107-2          | 110-2  | 93-8   | 42-1   | 35-1   | 558     | 73-2   | 94-1   | 77-2           | 604-12 | 139-3 |
|-----------------|----------------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|----------------|--------|-------|
| $SiO_2$         | 51,67          | 53,79  | 53,97  | 54,85  | 56,32  | 58,27   | 59,52  | 59,12  | 61,42          | 65,00  | 65,05 |
| $TiO_2$         | 0,08           | 0,09   | 0,09   | 0,12   | 0,12   | 0,10    | 0,15   | 0,11   | 0,07           | 0,05   | 0,07  |
| $Al_2O_3$       | 29,95          | 28,76  | 28,18  | 28,06  | 26,73  | 25,34   | 24,50  | 24,42  | 23,26          | 19,97  | 19,72 |
| $Fe_2O_3$       | 0,59           | 0,59   | 0,41   | 0,53   | 0,56   | 0,60    | 0,41   | 0,61   | 0,40           | 0,44   | 0,48  |
| $FeO$           | 0,15           | 0,05   | 0,28   | 0,15   | 0,08   | 0,36    | 0,11   | 0,24   |                |        |       |
| $MnO$           | 0,02           | 0,01   | 0,02   | 0,02   | 0,02   | 0,03    | 0,02   | 0,02   | 0,02           | 0,03   | 0,03  |
| $MgO$           | 0,31           | 0,18   | 0,29   | 0,25   | 0,15   | 0,18    | 0,10   | 0,22   | 0,04           | 0,04   | 0,09  |
| $CaO$           | 12,62          | 10,59  | 10,45  | 10,28  | 8,95   | 7,43    | 6,14   | 5,99   | 4,44           | 0,93   | 0,82  |
| $SrO$           | 0,18           | 0,18   | 0,16   | 0,22   | 0,11   | 0,18    | 0,17   | 0,11   | Не определялся |        |       |
| $BaO$           | Не определялся |        |        |        | 0,32   | Не опр. | 0,48   | 0,13   | 0,54           | 0,25   | 0,34  |
| $Na_2O$         | 4,12           | 5,28   | 5,28   | 5,48   | 6,36   | 6,92    | 7,12   | 7,00   | 7,53           | 6,92   | 7,02  |
| $K_2O$          | 0,34           | 0,34   | 0,60   | 0,33   | 0,48   | 0,71    | 1,44   | 2,00   | 2,11           | 6,20   | 5,78  |
| $H_2O^-$        | —              | —      | —      | —      | —      | —       | —      | —      | 0,25           | 0,10   | 0,07  |
| П. п. п.        | 0,45           | 0,32   | 0,50   | 0,15   | 0,30   | 0,27    | 0,22   | 0,52   | 0,25           | 0,20   | 0,25  |
| Сумма           | 100,48         | 100,18 | 100,23 | 100,44 | 100,50 | 100,39  | 100,38 | 100,49 | 100,33         | 100,13 | 99,72 |
| $CaAl_2Si_2O_8$ | 61,2           | 52,0   | 50,5   | 49,8   | 41,4   | 35,0    | 28,4   | 28,0   | 21,7           | 4,6    | 4,1   |
| $SrAl_2Si_2O_8$ | 0,5            | 0,5    | 0,5    | 0,5    | 0,3    | 0,5     | 0,5    | 0,3    | —              | —      | —     |
| $BaAl_2Si_2O_8$ | —              | —      | —      | —      | 0,5    | —       | 0,8    | 0,3    | 1,1            | 0,5    | 0,5   |
| $CaFe_2Si_2O_8$ | 1,1            | 1,1    | 0,8    | 0,5    | 0,8    | 1,1     | 0,8    | 1,1    | —              | —      | —     |
| $NaAlSi_3O_8$   | 33,6           | 42,0   | 43,0   | 46,5   | 52,1   | 58,8    | 60,1   | 56,2   | 64,5           | 57,7   | 60,9  |
| $KAlSi_3O_8$    | 2,2            | 2,2    | 3,3    | 1,6    | 2,7    | 3,8     | 8,3    | 11,4   | 11,9           | 35,8   | 33,9  |
| $NaAlSiO_4$     | 1,4            | 2,2    | 1,9    | 1,1    | 2,2    | 0,8     | 1,1    | 2,7    | 0,8            | 1,4    | 0,6   |

Примечание. Анализы выполнены в хим. лаб. ВСЕГЕИ (аналитик К. К. Гумбар).

диапазоне и определяется иммерсионным методом достаточно легко и точно. В связи с этим целесообразно использование плагиоклаза в качестве главного индикатора направления и интенсивности кристаллизационной дифференциации. Уменьшение количества анортитового компонента в плагиоклазе отражает главное направление кристаллизационной дифференциации пород от высоко- к низкотемпературным. Как будет показано ниже, состав темноцветных минералов тесно связан с основностью плагиоклаза. Таким образом, группировка пород по составу плагиоклаза позволяет построить эволюционный ряд, отражающий основные закономерности их изменения в процессе кристаллизационной дифференциации. Своеобразие состава исходных расплавов титаносодержащих интрузий и направления их эволюции делает не совсем правомочным применение терминов «основной — кислый» или «основной — щелочной» к крайним членам возникающего ряда, так как они практически не отличаются по содержанию как кремнекислоты, так и щелочей. В дальнейшем при характеристике эволюции состава пород Кизирского массива мы будем пользоваться терминами «высокотемпературные и низкотемпературные породы (или минеральные ассоциации)», «породы ранней и поздней стадии кристаллизации», понимая под «высокотемпературными», или «породами ранней стадии кристаллизации», такие, в состав которых входит наиболее основной плагиоклаз и наиболее магнетизальные темноцветные минералы.

Оливин встречается в ассоциации с плагиоклазом самого разного состава — начиная от битовнита и кончая андезин-олигоклазом. Вместе с тем установлено, что высокое содержание оливина характерно лишь для пород с максимальной основностью плагиоклаза. Из диаграммы, отражающей взаимосвязь содержания оливина и плагиоклаза (рис. 6), видно, что среднее содержание оливина в породах с плагиоклазом битовнитового состава равно 24% (объемным); в породах с плагиоклазом, отвечающим лабрадору с 66—70% Ан, составляет 13% и т. д., постепенно убывая по мере уменьшения основности плагиоклаза. Присутствие оливина в породах со сравнительно кислым плагиоклазом свидетельствует о том, что в процессе становления Кизирского плутона остаточный расплав даже на самых поздних стадиях кристаллизации был недосыщен кремнекислотой.

Состав оливина в габброидах массива варьирует в значительных пределах. Содержание фаялитового компонента в нем меняется от 22 до 76%. (Характер распределения оливина разного состава в породах показан на рис. 6.) Сопоставление диаграмм показывает, что наиболее магнетизальный оливин, отвечающий хризолиту с 22—25% фаялитового компонента, встречается довольно редко (в 6% случаев), но среднее содержание его в породах является высоким (21,5%). В оливин-содержащих породах Кизирского массива самым распространенным является хризолит с 26—30% фаялитового компонента; среднее содержание хризолита 12%. Широко распространен также гиалосидерит с 31—35% фаялитового компонента (30% случаев при среднем содержании около 9%). Оливины повышенной железистости развиты менее ши-

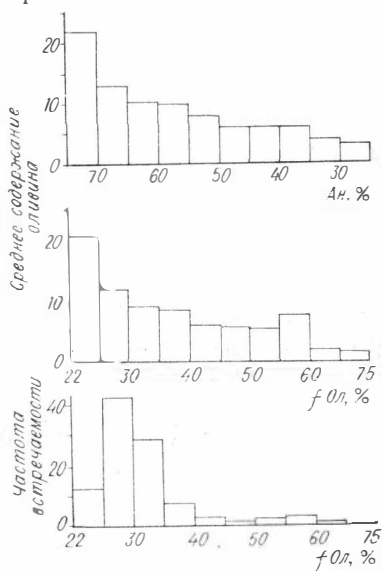


Рис. 6. Соотношение средних содержаний оливина с составом плагиоклаза и оливина и распространенность оливина разного состава в породах Кизирского массива, по подсчетам в 710 (плагиоклаз) и 590 шлифах (оливин).

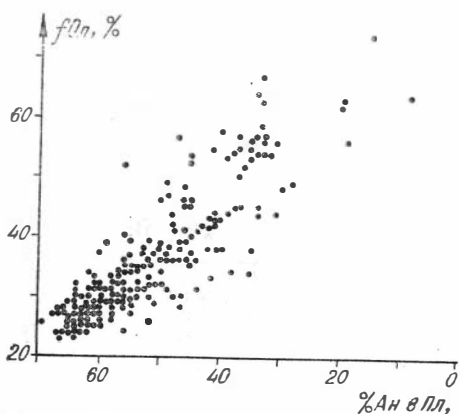


Рис. 7. Соотношение состава плагиоклаза и оливина в породах Кизирского массива.

роко и содержание их в породах постепенно уменьшается с возрастанием железистости. Несколько нарушает общую картину гиалосидерит с 46—50% фаялитового компонента, который встречается реже, чем более железистые оливины.

Для рассмотрения характера взаимосвязи состава оливина и плагиоклаза обратимся к рис. 7. Как уже указывалось, плагиоклаз в породах Кизирского массива обычно обладает резко выраженной зональностью. Чтобы исключить вызванные этим ошибки в определении состава плагиоклаза, на диаграмму нанесены данные только по тем породам, степень зональности плагиоклаза в которых невелика и составляет менее 10% содержания анортитового компонента. Как видно из диаграммы, понижение основности плагиоклаза сопровождается увеличением железистости ассоциирующего с ним оливина. При переходе от высокотемпературных ассоциаций (от пород с наиболее основными плагиоклазом и наиболее магнезиальным оливином) к низкотемпературным скорость увеличения железистости оливина возрастает по отношению к скорости изменения состава плагиоклаза. Корреляция состава оливина и плагиоклаза не является очень строгой. Так, с гиалосидеритом, содержащим 31—33% фаялитового компонента, ассоциирует плагиоклаз с содержанием анортита от 36 до 62%, с гиалосидеритом с 36—40% фаялитового компонента — плагиоклаз с 37—55% анортита и т. д. В связи с этим интересно отметить, что в меланократовых породах чаще наблюдаются отклонения в сторону ассоциации железистого оливина со сравнительно основным плагиоклазом, а в лейкократовых — наоборот. Породы с «аномальным» (вернее, с отклоняющимся от нормы) составом сосуществующих оливина и плагиоклаза не занимает четкого положения в разрезе и плане массива.

Моноклиный пироксен. Из пород Кизирского массива было выделено и подвергнуто силикатному анализу 11 пироксенов. Результаты этих анализов и их пересчеты на шесть атомов кислорода приведены в табл. 2 и 3. В табл. 4 и 5 помещены результаты оптических и рентгенометрических исследований пироксенов, а также общие сведения о породах, из которых отбирались эти минералы. Дифрактограммы получены в рентгеновской лаборатории ВСЕГЕИ Е. П. Соколовой при съемке образцов на УРС-5ОИИ со скоростью записи 0,50 в минуту, в Си-отфильтрованном излучении с поправкой по NaCl.

Анализированные пироксены в таблицах расположены в порядке убывания основности ассоциирующего с ними плагиоклаза. При переходе от высокотемпературных пород к низкотемпературным в пироксенах увеличивается содержание кремния и уменьшается — алюминия. В этом же направлении возрастает количество марганца, двухвалентного и общего железа и уменьшается — магния и титана. Содержание щелочей в пироксенах массива практически не меняется, кальция же — в нисходящем по основности плагиоклаза ряду пироксенов сначала слегка возрастает, затем уменьшается. Поведение трехвалентного железа, хотя и характеризуется довольно значительными колебаниями, представляется скорее незакономерным. Сопоставление данных по окисному, закисному и валовому железу показывает, что наиболее закономерно в данном ряду пироксенов меняется содержание валового железа. Из этого можно заключить, что незакономерность колебаний окисного железа

Таблица 2

## Результаты химических анализов моноклинных пироксенов

| Компонент                                 | 107-2      | 110-2      | 93-8       | 42-1  | 35-1   | 78-1  | 558    | 73-2  | 94-1   | 77-2   | 604-12 |
|---|------------|------------|------------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                          | 50,05      | 50,10      | 50,30      | 50,20 | 50,70  | 50,70 | 50,70  | 50,70 | 51,25  | 50,45  | 49,90  |
| TiO <sub>2</sub>                          | 1,15       | 1,45       | 1,17       | 1,17  | 1,19   | 1,09  | 0,83   | 1,09  | 0,88   | 0,68   | 0,83   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>            | 4,24       | 3,83       | 3,80       | 3,58  | 2,95   | 2,42  | 1,96   | 2,24  | 1,81   | 1,50   | 0,96   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>            | 2,60       | 2,53       | 2,46       | 2,73  | 2,68   | 2,14  | 1,50   | 1,31  | 3,47   | 2,52   | 2,79   |
| FeO                                       | 5,26       | 5,34       | 6,28       | 5,30  | 5,86   | 6,63  | 9,85   | 9,38  | 8,15   | 11,20  | 14,47  |
| MnO                                       | 0,22       | 0,22       | 0,27       | 0,26  | 0,20   | 0,36  | 0,59   | 0,62  | 0,57   | 0,99   | 1,24   |
| MgO                                       | 14,71      | 14,38      | 14,13      | 14,49 | 14,49  | 14,33 | 12,89  | 13,21 | 13,64  | 12,00  | 8,56   |
| CaO                                       | 20,11      | 20,23      | 19,66      | 20,26 | 20,26  | 20,49 | 19,82  | 19,37 | 18,74  | 19,09  | 18,93  |
| Na <sub>2</sub> O                         | 0,70       | 0,80       | 0,70       | 0,74  | 0,77   | 0,60  | 0,77   | 0,80  | 0,80   | 0,70   | 0,80   |
| K <sub>2</sub> O                          | 0,06       | 0,08       | 0,12       | 0,06  | 0,07   | 0,12  | 0,08   | 0,12  | 0,13   | 0,10   | 0,23   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>             | Нз<br>опр. | Нз<br>опр. | Нз<br>опр. | 0,07  | 0,08   | 0,07  | 0,09   | 0,07  | 0,03   | 0,09   | 0,03   |
| П. п. п.                                  | 0,60       | 0,55       | 0,79       | 0,70  | 0,65   | 0,40  | 0,79   | 0,50  | 0,55   | 0,65   | 0,60   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>             | 0,15       | 0,20       | 0,30       | 0,15  | 0,20   | 0,20  | 0,20   | 0,20  | 0,25   | 0,15   | 0,25   |
| Сумма                                     | 99,85      | 99,71      | 99,98      | 99,71 | 100,10 | 99,55 | 100,07 | 99,61 | 100,27 | 100,12 | 99,59  |
| Состав сосуществующего плагиоклаза (% An) | 64         | 57         | 55         | 53    | 46     | 45    | 35     | 31    | 29     | 22     | 5      |

Примечание. Анализы выполнены в хим. лаб. ИГГ СО АН СССР (аналитик Э. С. Гулецкая).

может быть обусловлена недостаточной точностью разделения железа при анализе. Тем не менее имеющиеся данные позволяют говорить, что в более железистых пироксенах отношение окисного железа к валовому уменьшается.

Спектральным анализом в пироксенах Кизирского массива установлено присутствие (в вес. %) 0,01 бария, следы бериллия ( $1 \cdot 10^{-4}$ ), 0,001—0,02 скандия, 0,001—0,06 хрома, 0,001 галлия, 0,006—0,03 ванадия,  $1 \cdot 10^{-4}$  серебра,  $1 \cdot 10^{-4}$ —0,001 меди, 0,001—0,02 иттрия, 0,0003—0,001 иттербия, <0,01—0,08 цинка, 0,001—0,004 никеля, 0,006—0,015 циркония,

Таблица 3

## Пересчеты химических анализов пироксенов на 6 атомов кислорода

| Компонент        | 107-2 | 110-2 | 93-8  | 42-1  | 35-1  | 78-1  | 558   | 73-2  | 94-1  | 77-2  | 604-12 |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Si               | 1,865 | 1,871 | 1,884 | 1,880 | 1,895 | 1,907 | 1,928 | 1,924 | 1,928 | 1,932 | 1,957  |
| Al               | 0,186 | 0,169 | 0,168 | 0,158 | 0,130 | 0,107 | 0,088 | 0,100 | 0,080 | 0,068 | 0,044  |
| Ti               | 0,032 | 0,041 | 0,033 | 0,033 | 0,033 | 0,031 | 0,024 | 0,031 | 0,025 | 0,020 | 0,024  |
| Fe <sup>+3</sup> | 0,073 | 0,071 | 0,069 | 0,077 | 0,075 | 0,061 | 0,043 | 0,037 | 0,098 | 0,073 | 0,082  |
| Fe <sup>+2</sup> | 0,164 | 0,169 | 0,196 | 0,166 | 0,183 | 0,208 | 0,313 | 0,297 | 0,256 | 0,358 | 0,474  |
| Mn               | 0,007 | 0,007 | 0,009 | 0,008 | 0,006 | 0,011 | 0,019 | 0,020 | 0,018 | 0,032 | 0,041  |
| Mg               | 0,817 | 0,800 | 0,788 | 0,808 | 0,807 | 0,803 | 0,730 | 0,747 | 0,764 | 0,685 | 0,500  |
| Ca               | 0,803 | 0,809 | 0,789 | 0,812 | 0,811 | 0,825 | 0,807 | 0,787 | 0,755 | 0,783 | 0,795  |
| Na               | 0,051 | 0,058 | 0,051 | 0,054 | 0,056 | 0,044 | 0,057 | 0,059 | 0,058 | 0,052 | 0,061  |
| K                | 0,003 | 0,004 | 0,006 | 0,003 | 0,003 | 0,006 | 0,004 | 0,006 | 0,006 | 0,005 | 0,012  |
| Сумма            | 4,001 | 3,999 | 3,993 | 3,999 | 3,999 | 4,003 | 4,013 | 4,008 | 3,988 | 4,008 | 3,990  |
| f                | 22,5  | 23,1  | 25,2  | 23,1  | 24,2  | 25,1  | 32,8  | 31,0  | 31,7  | 38,6  | 52,7   |
| Ок               | 0,31  | 0,30  | 0,26  | 0,32  | 0,29  | 0,23  | 0,12  | 0,11  | 0,28  | 0,17  | 0,15   |

Примечание.  $Ок = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}$

Оптические и рентгенометрические свойства пироксенов

| № образца | $N_g$ | $N_m$ | $N_p$ | $N_g - N_p$ | $cN_g$ | $2V(+)$ | $\rho > V$ | $a \cdot \sin \beta$ | $a$   | $b$   | $c$   | $L, \beta$ | Примечания       |
|-----------|-------|-------|-------|-------------|--------|---------|------------|----------------------|-------|-------|-------|------------|------------------|
| 107-2     | 1,720 | 1,698 | 1,693 | 0,027       | 43     | 49      | 3,7        | 9,371                | 9,762 | 8,909 | 5,257 | 106°16'    | $t_2 = 8,928$    |
| 110-2     | 1,720 | 1,699 | 1,693 | 0,027       | 41     | 47      | 2,0        | 9,375                |       | 8,916 |       |            |                  |
| 93-8      | 1,722 | 1,700 | 1,694 | 0,028       | 40     | 48      | 2,6        |                      |       | 8,920 | 5,255 | 106°04'    | $t_2 = 8,917$    |
| 42-1      | 1,720 | 1,699 | 1,693 | 0,027       | 41     | 45      | 1,6        | 9,370                | 9,751 | 8,934 | 5,234 | 106°11'    |                  |
| 35-1      | 1,718 | 1,698 | 1,682 | 0,026       | 41     | 50      | 1,6        | 9,370                | 9,756 |       |       |            | $t_2 = 8,946(?)$ |
| 78-1      | 1,718 | 1,697 | 1,691 | 0,027       | 38     | 47      | 3,0        |                      | 9,752 | 8,933 | 5,248 | 106°01'    |                  |
| 558       | 1,722 | 1,702 | 1,695 | 0,027       | 40     | 54      | 1,7        | 9,375                |       |       |       |            |                  |
| 73-2      | 1,722 | 1,701 | 1,695 | 0,027       | 42     | 49      | 2,7        |                      |       |       |       |            |                  |
| 94-1      | 1,720 | 1,700 | 1,693 | 0,027       | 43     | 53      | 1,5        |                      |       | 8,948 |       |            |                  |
| 77-2      | 1,726 | 1,705 | 1,698 | 0,028       | 45     | 51      | 1,2        | 9,391                |       |       |       |            |                  |
| 604-12    | 1,734 | 1,713 | 1,706 | 0,028       | 42     | 54      | 0,5        |                      |       |       |       |            |                  |

0,001— <0,005 кобальта, 0,01 стронция. Содержание бария, бериллия, галлия, серебра и стронция практически постоянно во всех анализированных пробах. Количество меди и циркония хотя и варьирует, но не обнаруживает какой-либо связи с составом пироксена. Содержание остальных элементов-примесей довольно закономерно связано с составом пироксена.

В ряду пироксенов, расположенном по уменьшению основности ассоциирующегося с ними плагиоклаза, количество алюминия плавно убывает при переходе от высокотемпературных минеральных ассоциаций к низкотемпературным. Благодаря этому поведение алюминия в пироксенах можно выбрать в качестве масштаба для выяснения поведения элементов-примесей. Диаграммы рис. 8 отражают взаимосвязь содержания алюминия и элементов-примесей. Из них следует, что с уменьшением количества алюминия, т. е. при переходе от высокотемпературных минеральных ассоциаций к низкотемпературным, в пироксенах увеличивается содержание иттрия, иттербия, цинка и скандия и уменьшается — никеля, кобальта и ванадия. Менее четко последняя тенденция проявлена для хрома, но из диаграмм видно, что высокое содержание хрома встречено только в наиболее глиноземистых пироксенах.

Мы отдаем себе отчет в том, что десяти анализов недостаточно, чтобы судить о характере изменения состава пироксенов в разрезе слоистых серий. Но даже такой небольшой материал позволяет подметить некоторые общие закономерности. Снизу вверх по разрезу в пироксенах растет содержание кремния и уменьшается — алюминия. Менее четко в этом же направлении растет содержание двухвалентного железа и марганца и уменьшается — магния и трехвалентного железа. Изменение состава пироксена согласуется с данными, полученными для плагиоклаза и оливина. Так, высокотемпературные маложелезистые высокоглиноземистые пироксены развиты в ассоциации с наиболее основным плагиоклазом и наиболее магниальным оливином.

Интересно отметить, что с увеличением общей железистости пирок-

## Количественный минеральный состав пород

| № образца | Пл | Ол | МП | Ам | Би | М+Ил | Ан | % Ан в Пл | $f_{\text{Ол}}$ |
|-----------|----|----|----|----|----|------|----|-----------|-----------------|
| 107-2     | 74 | 16 | 5  | —  | 1  | 4    | —  | 64        | 29              |
| 110-2     | 64 | 6  | 23 | —  | —  | 7    | —  | 57        | 29              |
| 93-8      | 60 | 12 | 21 | —  | —  | 3    | 3  | 55        | 35              |
| 42-1      | 38 | 6  | 29 | —  | —  | 20   | 7  | 53        | 27              |
| 35-1      | 43 | 8  | 20 | —  | —  | 24   | 5  | 46        | 30              |
| 78-1      | —  | —  | 57 | —  | —  | 37   | 6  | 45        | —               |
| 558       | 39 | 8  | 33 | —  | —  | 15   | 5  | 35        | 53              |
| 73-2      | 61 | 8  | 16 | —  | —  | 12   | 3  | 31        | 47              |
| 94-1      | 68 | 9  | 14 | —  | —  | 7    | 2  | 29        | 49              |
| 77-2      | 35 | 3  | 38 | —  | —  | 20   | 4  | 22        | 63              |
| 604-12    | 83 | 4  | 7  | —  | 4  | 2    | —  | 5         | 87              |

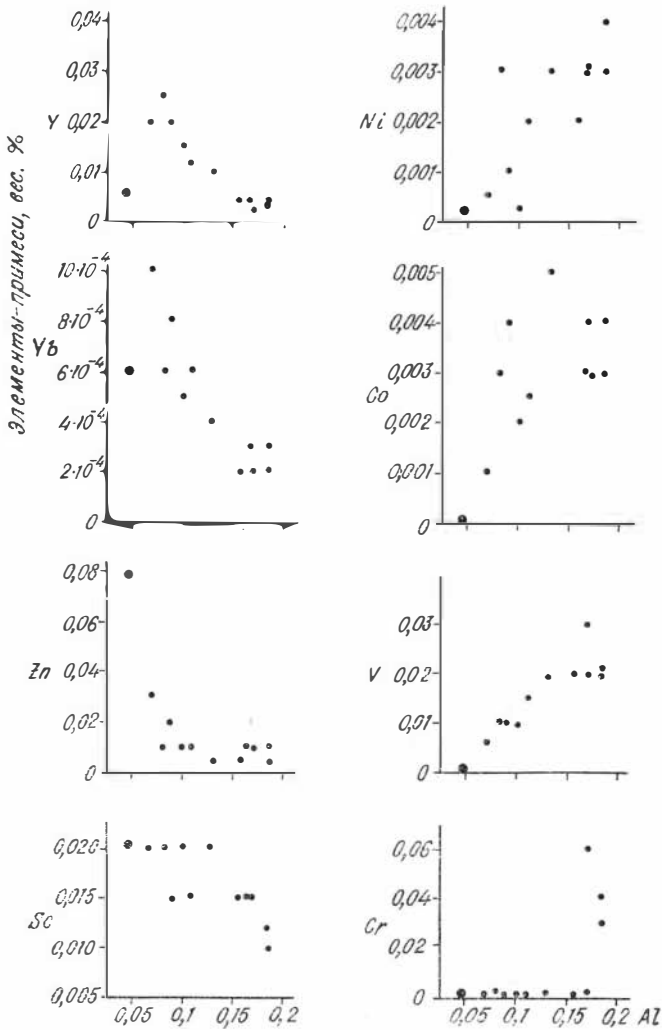


Рис. 8. Соотношение содержаний элементов-примесей с количеством пересчитанного на шесть атомов кислорода алюминия в моноклинных пироксенах Кизирского массива. Крупная точка — пироксен из сиенита.



сенов Кизирского массива в них уменьшается степень окисленности железа. (Эта особенность состава пироксенов является «аномальной», поскольку обычно возрастание щелочности среды приводит к увеличению окисленности железа.) Снизу вверх по разрезу массива степень окисленности железа сначала плавно возрастает, а затем уменьшается.

В верхней части разреза отношение  $\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Fe^{+2}} \times 100$  в пироксенах меняется очень резко, но остается ниже, чем в пироксенах нижней части разреза.

Титаномагнетит и ильменит в рудных габбро и рудных пироксенитах образуют более или менее густую вкрапленность с размером зерен от долей миллиметра до 2—3 мм. По отношению к плагиоклазу, оливину и пироксену рудные минералы, как правило, ксеноморфны, определяя этим сидеронитовую структуру пород. Вместе с тем иногда они встречаются в виде идиоморфных зерен, включенных в зерна пироксена, реже — плагиоклаза. Это свидетельствует о том, что хотя главная масса рудного вещества кристаллизовалась на последних стадиях затвердевания пород, но начало кристаллизации было сравнительно ранним. Почти во всех породах ильменит присутствует в двух формах — в виде самостоятельных зерен и пластинчатых выделений в титаномагнетите (образуя тонкую пластинчатую сетку или субмикроскопическую эмульсионную вкрапленность в последнем).

Нередко, особенно в богатых рудными компонентами породах, эти минералы образуют скопления линзовидной и неправильной формы. Степень идиоморфизма титаномагнетита и ильменита в них примерно одинакова. Размеры скоплений обычно составляют несколько миллиметров в толщину и первые сантиметры в длину, а ориентировка совпадает с трахитоидностью основных пород.

Количественные отношения титаномагнетита и ильменита в породах массива варьирует весьма широко. Отношение  $\frac{Ил}{Ил+ТМ}$  меняется от 5 до 100%, в большинстве же случаев — от 21 до 60%, в среднем составляя около 40% (см. рис. 4). Следует отметить, что породы с повышенным содержанием рудных компонентов обычно содержат оба минерала, по отдельности же они не образуют сколько-нибудь значительных концентраций.

Для выяснения особенностей состава рудных минералов в породах Кизирского массива было проанализировано 10 титаномагнетитов из габброидов и один — из сиенита. Минералы отбирались из тех же проб, из которых были выделены для анализа моноклинные пироксены. Результаты анализов, а также пересчеты их на молекулярные количества приведены в табл. 6 и 7. (Сведения о породах с проанализированными минералами даны в табл. 5.)

Из таблиц видно, что в ряду пород с убывающей основностью плагиоклаза (от высоко- к низкотемпературным) в титаномагнетитах возрастает содержание ильменитового, якобитового и франклинитового компонентов и уменьшается — шпинелевого и магнезиоферритового. Следует отметить, что для титаномагнетитов, так же как и для пироксенов, наблюдается уменьшение отношения окисного железа к закисному с падением температуры образования минерала.

Очень интересным является увеличение содержания титана в титаномагнетитах в ряду от высокотемпературных минеральных ассоциаций к низкотемпературным. Эта закономерность, установленная А. И. Альмухамедовым (1968) для дифференцированных траппов Сибирской платформы, видимо, характерна и для основных интрузий складчатых областей. Таким образом, фактический материал по титаномагнетитам из дифференцированных основных интрузий опровергает положение А. Ф. Баддингтона (1961) и некоторых других исследователей, считаю-

Химический состав магнетитов из пород Кизирского массива (вес. %)

| Компонент  | 107-2 | 110-2 | 93-8   | 42-1  | 35-1  | 73-1   | 558   | 73-2  | 94-1  | 77-2   | 604-12  |
|--|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|---------|
| SiO <sub>2</sub>                                       | 1,00  | 1,10  | 2,80   | 0,25  | 0,70  | 0,25   | 1,70  | 0,90  | 4,10  | 0,80   | 8,45    |
| TiO <sub>2</sub>                                       | 7,00  | 9,43  | 8,30   | 7,75  | 11,70 | 8,75   | 18,00 | 15,15 | 12,40 | 17,50  | 5,35    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                         | 2,06  | 2,50  | 2,12   | 2,33  | 2,35  | 2,00   | 1,95  | 2,50  | 2,18  | 2,00   | 0,50    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                         | 54,27 | 52,12 | 40,19  | 55,13 | 50,30 | 54,71  | 40,87 | 44,21 | 46,33 | 43,55  | 41,14   |
| FeO  | 33,23 | 31,77 | 44,31  | 31,92 | 31,98 | 31,92  | 34,75 | 34,60 | 31,98 | 34,12  | 42,88   |
| MnO  | 0,18  | 0,29  | 0,26   | 0,19  | 0,34  | 0,30   | 0,65  | 0,53  | 0,40  | 0,70   | 0,68    |
| MgO  | 1,36  | 1,60  | 1,28   | 1,20  | 1,65  | 1,25   | 0,97  | 1,00  | 1,25  | 0,52   | 1,07    |
| CaO  | 0,46  | 0,57  | 0,57   | 0,37  | 0,46  | 0,37   | 0,68  | 0,39  | 0,90  | 0,55   | 0,50    |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                          | 0,18  | 0,39  | 0,31   | 0,49  | 0,37  | 0,51   | 0,20  | 0,28  | 0,19  | 0,16   | Нз обн. |
| Zn   | 0,065 | 0,05  | 0,09   | 0,065 | 0,08  | 0,11   | 0,14  | 0,11  | 0,12  | 0,13   | 0,05    |
| Сумма  | 99,80 | 99,8  | 100,23 | 99,69 | 99,93 | 100,17 | 99,91 | 99,67 | 99,85 | 100,03 | 100,62  |
| Состав осущ-<br>ествляющего пла-<br>гиоклаза<br>(% Ан) | 64    | 57    | 55     | 53    | 46    | 45     | 35    | 31    | 29    | 22     | 5       |

Примечание. Анализы выполнены в хим. лаб. ВСЕГЕИ (аналитик А. Н. Гусакова).

щих, что рост температуры кристаллизации ведет к увеличению роли титана в титаномагнетитах.

Полученные нами данные свидетельствуют также о том, что содержание титана в титаномагнетитах связано с количеством свободного ильменита в породах. Повышение роли свободного ильменита сопровождается понижением роли титана в титаномагнетите. Например, в породах Патынского массива (Горная Шория), где ильменит-магнетитовое отношение ниже, чем в породах Кизирского массива, магнетиты богаче титаном. Таким образом, содержание титана в магнетитах является не только функцией температуры, но зависит и от соотношения титана в расплаве, из которых кристаллизуются окиснорудные минералы.

Приведенные результаты анализов свидетельствуют об избытке в них двухвалентного железа. Пересчеты их на магнетит и ильменит почти постоянно обнаруживают избыток закисного железа, свидетельствуя о довольно значительном содержании в минерале ульвошпинелевого компонента, а в ряде случаев и свободного FeO. Последнее, видимо, нуждается в дополнительной проверке.

Кроме химических анализов, 108 проб титаномагнетита из основных пород по генеральному разрезу массива было подвергнуто спектраль-

Таблица 7

Состав магнетитов Кизирского массива

| Минералы                           | 107-2 | 110-2 | 93-8 | 42-1 | 35-1 | 73-1 | 558  | 73-2 | 94-1 | 77-2 | 604-12 |
|------------------------------------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| FeO·Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 73,0  | 66,5  | 47,2 | 72,1 | 62,3 | 69,5 | 48,7 | 53,5 | 55,6 | 50,0 | 41,7   |
| FeO·TiO <sub>2</sub>               | 9,9   | 23,6  | —    | 19,3 | 28,5 | 22,2 | 42,1 | 37,0 | 29,1 | 39,3 | —      |
| 2FeO·TiO <sub>2</sub>              | 9,2   | 0,8   | 18,9 | 1,3  | —    | 0,6  | 1,8  | 2,9  | 1,2  | —    | 11,8   |
| MgO·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,4   | 5,0   | 3,6  | 4,7  | 4,5  | 3,8  | 2,1  | 3,5  | 2,9  | 1,1  | 0,7    |
| MgO·Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,3   | 1,2   | 0,4  | 1,3  | 1,0  | 2,3  | —    | —    | —    | —    | 2,3    |
| MnO·Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,4   | 0,8   | 0,7  | 0,6  | 1,0  | 0,8  | 1,8  | 1,4  | 1,2  | 1,9  | 1,8    |
| ZnO·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,2   | 0,2   | 0,2  | 0,2  | 0,2  | 0,4  | 0,4  | 0,4  | 0,4  | 0,4  | 0,2    |
| TiO <sub>2</sub>                   | —     | —     | —    | —    | 1,2  | —    | —    | —    | —    | —    | 3,8    |
| FeO                                | —     | —     | 22,3 | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | 18,4   |
| Остаток                            | 1,6   | 1,9   | 6,7  | 0,5  | 1,3  | 0,4  | 3,1  | 1,3  | 9,6  | 3,5  | 23,1   |

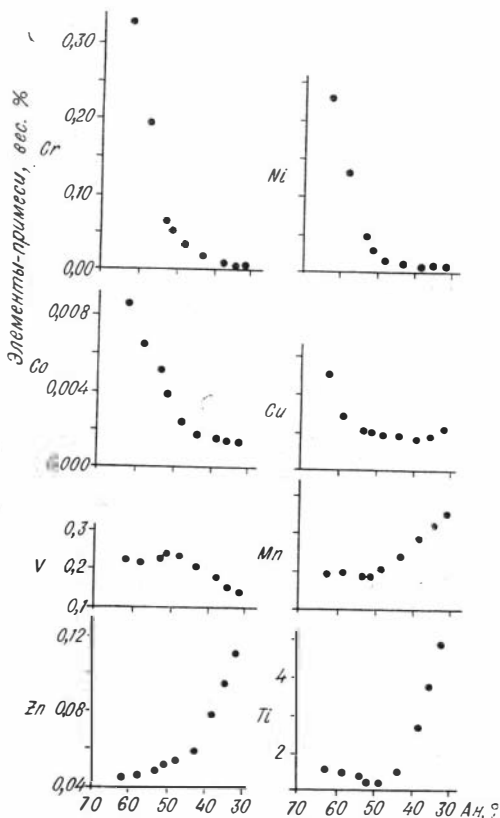


Рис. 9. Соотношение средних содержаний элементов-примесей в титаномагнетитах с составом плагиоклаза в породах Кизирского массива по данным 108 спектральных анализов. Каждая точка отвечает среднему арифметическому для группы из 11—26 проб с близким составом Пл.

никелем и медью и обогащаются марганцем, цинком и титаном. Содержание ванадия в этом ряду сначала возрастает, достигая максимума в ассоциации с лабрадором № 50, а затем уменьшается. Плавный характер изменения количества титана и элементов-примесей в титано-магнетите противоречит выводу А. П. Лебедева и О. А. Богатикова, (1963, 1965) о наличии двух типов (акцессорного и аккумуляционного) данного минерала в породах Кизирского массива.

Состав ильменита Кизирского массива охарактеризован 10 спектральными анализами, причем анализировались ильмениты, отобранные из тех же проб, из которых выделялись пироксены и титаномагнетиты. В анализированных ильменитах установлены следующие элементы (в вес. %): 0,2—1 кремния, 0,03—0,2 алюминия, 0,3—2 магния, 0,1—0,7 кальция, 0,001—0,005 скандия, 0,3—марганца, 0,005—0,03 ванадия, 0,01—0,03 цинка, 0,001—0,006 кобальта и 0,01 стронция. В двух пробах (№ 93—8 и 110—2) установлено присутствие никеля (0,001). Следует отметить отсутствие в ильменитах бария, хрома, галлия и меди, постоянно встречающихся в титаномагнетите. Цинк, кобальт, никель и ванадий в ильмените образуют концентрацию примерно на порядок ниже, чем в титаномагнетите, марганец же содержится в примерно равных количествах. Характерным для ильменита является присутствие скандия, не обнаруженного в титаномагнетитах.

ному анализу. С целью стабилизации процесса парообразования при анализе пробы разбавлялись углем. Определение концентрации кремния, алюминия, магния, кальция, титана, марганца, ванадия, никеля и цинка велось по графикам, построенным с использованием результатов химического анализа магнетитов. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ В. П. Гуровой.

Спектральным анализом в титаномагнетитах установлено присутствие (в вес. %) 0,06—1,5 кремния, 0,08—1,0 алюминия, 0,03—0,6 магния, 0,03—0,08 кальция, следы (0,01) бария, 0,1—10 титана, <0,001—0,8 хрома, 0,03—1 марганца, следы (0,001) галлия, 0,05—0,5 ванадия, 0,0002—0,02 меди, 0,01—0,2 цинка, <0,001—0,04 никеля, <0,001—0,02 кобальта, следы (0,01) стронция.

Содержание элементов-примесей в титаномагнетитах Кизирского массива закономерно изменяется от высокотемпературных пород к низкотемпературным (рис. 9). С уменьшением основности плагиоклаза в породах титаномагнетиты обедняются хромом,

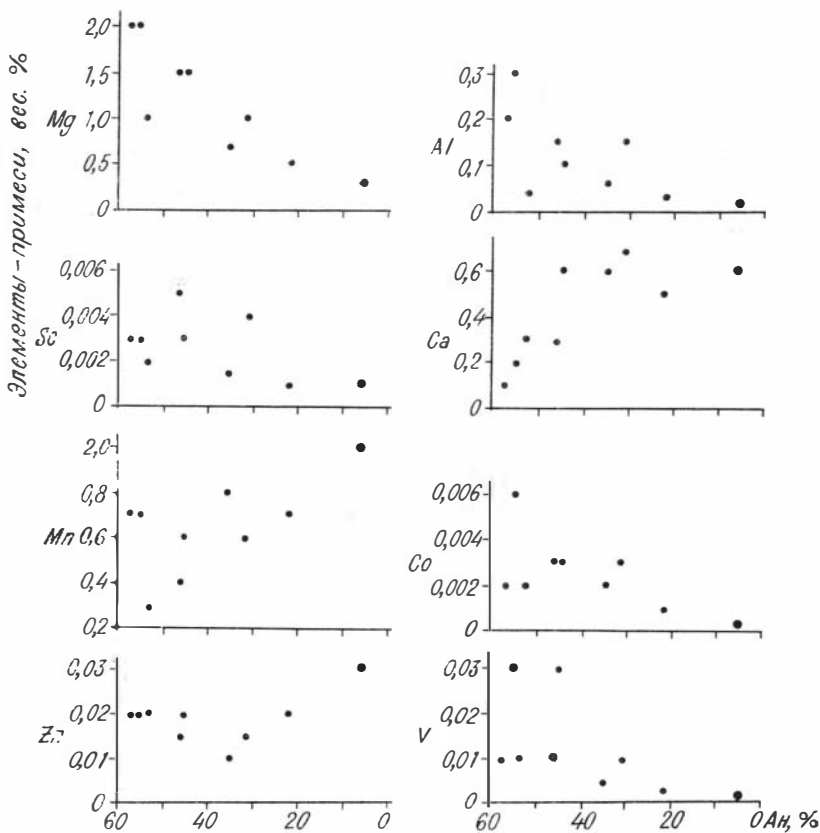


Рис. 10. Содержание элементов-примесей в ильменитах из пород Кизирского массива с различным составом плагиоклаза по данным 9 спектральных анализов. Крупная точка — ильменит из сиенита.

Несмотря на ограниченное количество анализов, полученные данные позволяют установить основные тенденции поведения элементов-примесей в ильмените. При переходе от пород высокотемпературных к низкотемпературным в ильменитах уменьшается содержание магния, алюминия, скандия, кобальта и ванадия (рис. 10). По-видимому, аналогичным образом ведет себя никель, поскольку присутствие его в количестве 0,001% установлено в ильменитах из пород с наиболее основным плагиоклазом. В поведении марганца и кальция устанавливается обратная тенденция. Неопределенно ведет себя цинк, что, вероятно, обусловлено близостью содержания этого элемента в ильмените к пределу чувствительности спектрального метода. Учитывая, что в ильмените из сиенита (на диаграммах рис. 10 более крупная точка) содержание цинка выше, чем в ильмените из основных пород, можно полагать, что цинк в этом минерале ведет себя подобно марганцу.

### Петрохимические особенности

При изучении генетически связанных серий пород обычно принимается, что каждый анализ горной породы в известной мере отражает состав расплава, из которых она возникла. Располагая результатами анализов в порядке возрастной последовательности, мы, как правило, обнаруживаем закономерное изменение содержания различных компонентов. Так, в ряду гранитоидов устанавливается увеличение количества кремнезема и щелочей и уменьшение — кальция, магния и железа от более ранних и основных дифференциатов к более поздним и кислым. Эта

тенденция настолько обычна, что анализы пород в таблицах располагаются по возрастанию в них кремнекислоты, а сравнение содержания различных окислов считается правоммерным только для групп пород с равным или близким количеством кремнезема.

Отмеченные положения неприменимы к расслоенным, особенно титаноносным интрузиям, что, к сожалению, часто не учитывается при анализе их химизма. Специфика этих образований прежде всего заключается в их расслоенности, обусловленной гравитационной или гравитационно-кинетической дифференциацией. Кристаллизация расплава, отвечающего по составу нормальному габбро, в условиях гравитационного фракционирования нередко приводит к образованию мономинеральных пород (пироксенитов, анортозитов). Естественно, что химический их состав весьма далек от состава расплава, из которого они возникли. Будучи нанесенными на различные диаграммы (диаграмму, построенную по методу А. Н. Заварицкого, или какую-либо из диаграмм, построенных по данным экспериментальных исследований), они нередко не только не проясняют, но еще больше запутывают и без того сложную картину эволюции химизма расплавов. Разумеется, это относится не только к мономинеральным разновидностям пород, но и к целому ряду промежуточных разновидностей.

Выход из этого положения можно искать в двух направлениях — либо применяя химические анализы в массовом количестве (с тем, чтобы получить достоверные усредненные данные), либо усредняя пробы по пачкам или группам пород. Первый путь более информативен, так как позволяет производить различную группировку исходных данных для решения многих задач. Однако, учитывая высокую стоимость силикатных анализов, мы остановились на втором, объединив пробы, отображенные по генеральному разрезу массива, в пять групп. Эти результаты приведены в табл. 8.

Порядок размещения анализов в табл. 8 соответствует их положению в разрезе (снизу вверх), что отражает и возрастную последовательность пород в процессе становления массива. Как видно из табл. 8, снизу вверх по разрезу породы обогащаются титаном, железом, марганцем, щелочами и фосфором при соответственном обеднении пород кремнеземом, глиноземом, магнием и кальцием. Очевидно, что отмеченную закономерность нужно рассматривать как самое первое

Таблица 8

Химический состав объединенных проб по разрезу Кизирского массива

| Компонент                      | I      | II     | III    | IV    | V      | VI     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 43,02  | 42,72  | 42,70  | 41,44 | 41,14  | 42,20  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,72   | 2,55   | 2,67   | 4,15  | 3,70   | 3,16   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,43  | 17,27  | 17,74  | 15,98 | 14,41  | 16,51  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,90   | 6,19   | 5,48   | 8,18  | 7,06   | 6,16   |
| FeO                            | 9,11   | 9,11   | 9,75   | 8,78  | 11,99  | 9,75   |
| MnO                            | 0,17   | 0,23   | 0,24   | 0,27  | 0,36   | 0,25   |
| MgO                            | 6,79   | 6,59   | 5,83   | 4,71  | 5,55   | 5,89   |
| CaO                            | 12,76  | 11,43  | 11,54  | 11,32 | 11,21  | 11,65  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,48   | 2,64   | 2,42   | 2,82  | 2,48   | 2,57   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,38   | 0,22   | 0,24   | 0,50  | 0,38   | 0,34   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,04   | 0,12   | 0,10   | 0,10  | 0,04   | 0,08   |
| П. п. п.                       | 1,42   | 1,22   | 1,27   | 1,19  | 1,52   | 1,32   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,24   | 0,17   | 0,16   | 0,34  | 0,32   | 0,25   |
| Сумма                          | 100,46 | 100,46 | 100,14 | 99,78 | 100,16 | 100,13 |

Примечания: I — обр. 560-5—573, II — 573-1—107-4, III — 107-3—18-1, IV — 18—78-1, V — 77—555, VI — среднее из 5 анализов этой таблицы.

Положение образца в разрезе показано на рис. 12. Анализы выполнены в хим. лаб. ВСЕГЕИ А. Ф. Кулачковой.

приближение. Тем не менее полученная картина однозначно свидетельствует о «скергардском» типе дифференциации Кизирского массива.

Анализ табл. 8 показывает, что поведение многих элементов является довольно сложным. Лишь кремний, валовое железо и марганец ведут себя сравнительно стабильно, однако стабильность достигнута путем объединения большого количества проб. Исходя из этого, можно

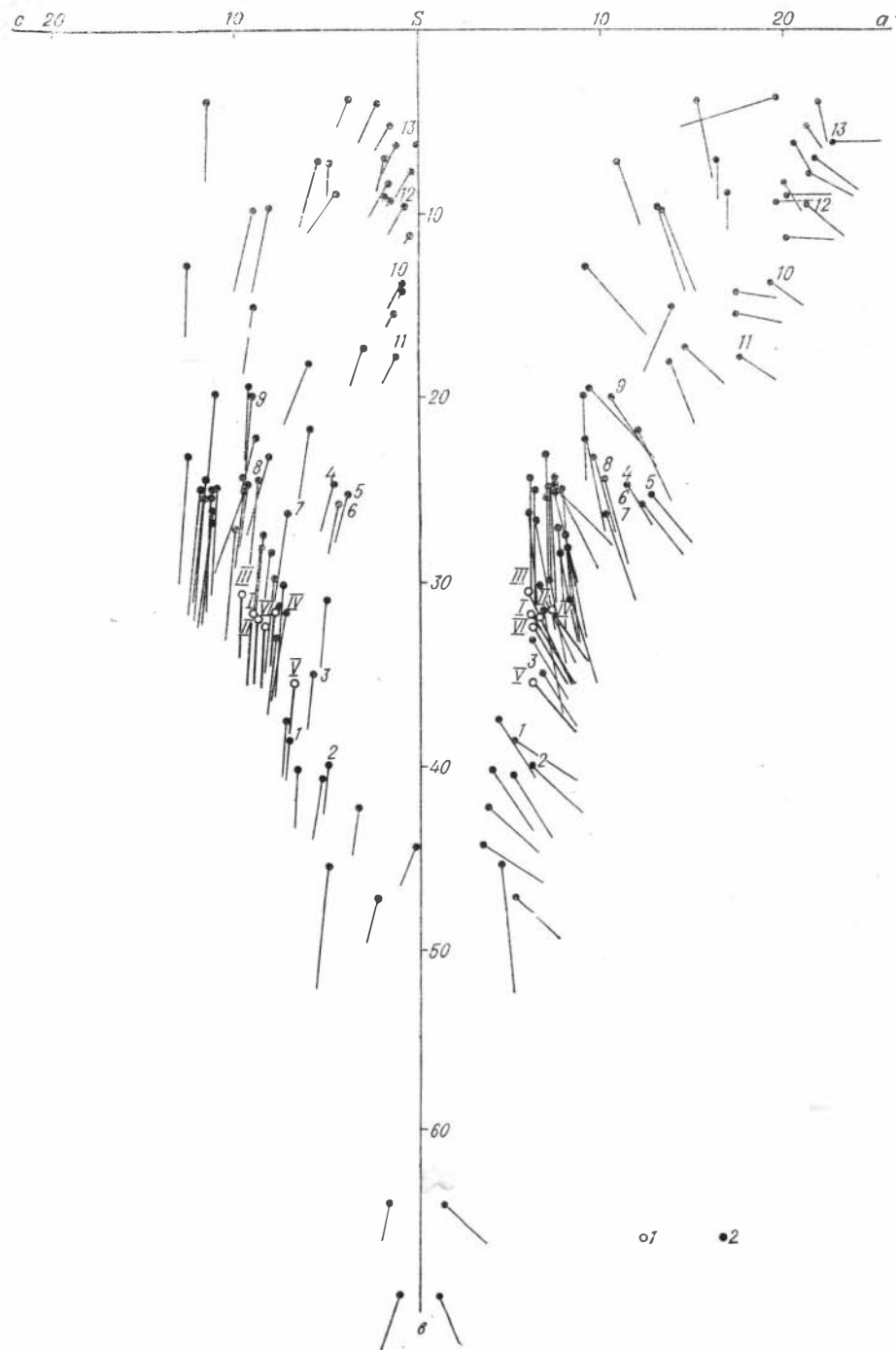


Рис. 11. Диаграмма химического состава пород Кизирского массива.

○ — анализы объединенных проб по разрезу слоистой серии; номера векторов соответствуют анализам табл. 8. ● — анализы отдельных пород массива; номера векторов соответствуют анализам табл. 13.

заклЮчить, что использование содержания какого-либо из элементов основных расслоенных титаноносных интрузий в качестве индикатора и масштаба (каким является, например, кремний для гранитоидов) эволюции химизма сопряжено с большими трудностями. По-видимому, этим целям более удовлетворяет состав минералов, более точно отражающий соотношение различных компонентов в кристаллизующемся расплаве.

Обращаясь к петрохимической диаграмме состава пород Кизирского массива, построенной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 11), необходимо подчеркнуть, что, хотя точки и векторы образуют на ней хорошо выраженный ряд, этот ряд отражает не столько физико-химическую направленность процесса кристаллизации, сколько интенсивность гравитационной дифференциации, фиксирующуюся параметром  $b$  А. Н. Заварицкого. Точки же и векторы, относящиеся к средним анализам по пачкам пород, образуют довольно компактную группу, свидетельствуя об относительно небольшом различии химизма пород по разрезу массива.

Сопоставление результатов химических анализов с закономерностями изменения количественного минерального состава пород в разрезе массива показывает их хорошую согласованность. Так, увеличение вверх по разрезу количества железа, титана и марганца увязывается с возрастанием в породах рудных минералов, являющихся их главным

Таблица 9

**Количественно-минеральный состав усредненных проб, подвергшихся химическому анализу**

| Минералы | Номера пачек пород снизу вверх по разрезу |        | I     | II    | III   | IV    | V     | VI    |
|----------|---|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Пл       | Ан в плагиноклазе                         |        | 57    | 57    | 58    | 50    | 46    | 54    |
|          | По данным КМА                             | об. %  | 53    | 56    | 57    | 51    | 44    | 52    |
|          |   | вес. % | 45,4  | 47,8  | 48,7  | 42,5  | 37,7  | 44,4  |
|          | » ХА                                      | вес. % | 50,13 | 54,51 | 56,45 | 51,41 | 45,68 | 51,79 |
|          | Содержание Фа                             |        | 39    | 32    | 32    | 33    | 47    | 37    |
| Ол       | По данным КМА                             | об. %  | 8     | 8,2   | 12    | 6     | 6,5   | 8,1   |
|          |   | вес. % | 9,3   | 9,2   | 13,5  | 7     | 7,5   | 9,3   |
|          | » ХА                                      | вес. % | 11,40 | 11,88 | 11,78 | 3,92  | 9,96  | 9,71  |
| Мп       | » КМА                                     | об. %  | 24    | 20    | 19    | 25,5  | 9,96  | 9,71  |
|          |   | вес. % | 25,2  | 21,2  | 20,2  | 26,8  | 29,2  | 24,5  |
|          | » ХА                                      | вес. % | 21,67 | 16,62 | 15,66 | 19,53 | 22,73 | 19,06 |
|          |   | об. %  | 3     | 1,2   | 2,5   | 3     | 2,5   | 2,5   |
| Ап       | » КМА                                     | вес. % | 3     | 1,2   | 2,6   | 3     | 2,5   | 2,5   |
|          |   | об. %  | 0,67  | 0,34  | 0,34  | 0,67  | 0,67  | 0,67  |
|          | » ХА                                      | вес. % | 5,5   | 8     | 5,5   | 6,5   | 7,5   | 6,6   |
| М        | » КМА                                     | вес. % | 8,8   | 12,6  | 8,7   | 10,2  | 11,8  | 10,4  |
|          |   | об. %  | 5,56  | 9,03  | 7,87  | 11,81 | 10,19 | 9,03  |
|          | » ХА                                      | об. %  | 3     | 4     | 2,9   | 4     | 8,5   | 3,5   |
|          |   | вес. % | 4,7   | 6,2   | 4,4   | 6     | 5     | 5,3   |
| Ил       | » ХА                                      | вес. % | 5,16  | 4,70  | 5,16  | 7,74  | 6,98  | 6,07  |
|          |   | об. %  | 2     | 1,5   | 1,5   | 3     | 6     | 2,8   |
| Ам       | » КМА                                     | вес. % | 2,1   | 1,6   | 1,5   | 3,1   | 6,2   | 2,9   |
|          |   | об. %  | 1,5   | 0,3   | 0,5   | 1,5   | 1,5   | 1,1   |
| Би       | » КМА                                     | вес. % | 1,4   | 0,3   | 0,4   | 1,4   | 1,3   | 1,0   |
|          |   | об. %  | 4,55  | 1,44  | 1,14  | 2,56  | 1,99  | 2,56  |
| Не       | » ХА                                      | вес. % |       |       |       |       |       |       |

Примечание. КМА — количественно-минеральный анализ; ХА — химический анализ; I—VI — то же, что в табл. 8.

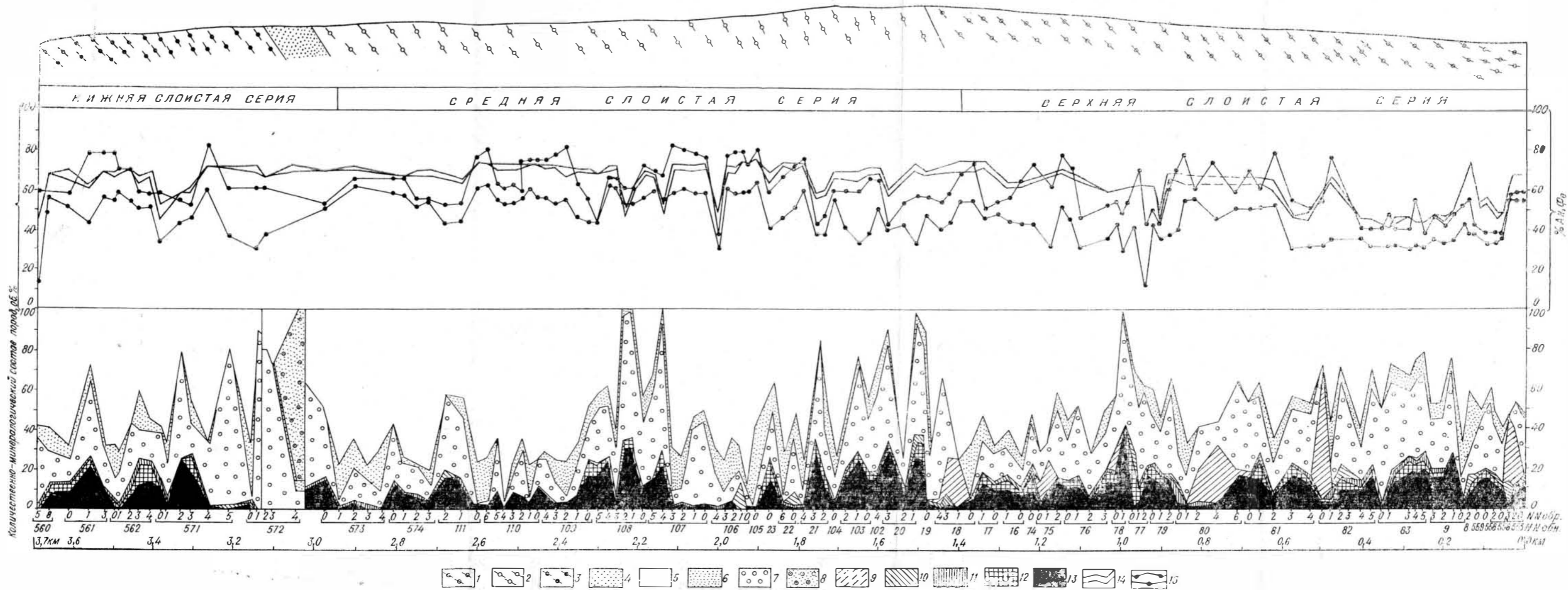


Рис. 12. Характер изменения состава пород и породообразующих минералов в разрезе Кизирского массива.

1—3 — породы верхней (1), средней (2) и нижней (3) слоистых серий; 4 — рогавики, скарифованные известяки; 5 — плагиоклаз; 6 — оливин; 7 — моноклиный пироксен; 8 — меллитит; 9 — вторичная роговая обманка по пироксену; 10 — титанистая роговая обманка; 11 — биогит; 12 — анатит; 13 — магнетит+ильменит; 14 — состав оливина; 15 — состав плагиоклаза.



концентратором. Содержание пентаоксида фосфора соответствует поведению в породах апатита, возрастая в верхней части разреза и убывая во второй и третьей снизу пачках пород, соответствующих анализам II и III (см. табл. 8). Убывание вверх по разрезу содержания кремнезема связано с повышением меланократовости пород и особенно с увеличением роли рудных минералов. Уменьшение вверх по разрезу количества глинозема вызвано понижением содержания плагиоклаза и уменьшением его основности. С этой же причиной связано сравнительно стабильное поведение щелочей. Плагиоклаз является главным концентратором щелочей в породах массива. Убывание его вверх по разрезу сопровождается уменьшением его основности. Благодаря этому содержание натрия в породах остается практически постоянным. Стабильное поведение кальция связано с его нахождением в двух минералах — плагиоклазе и моноклинном пироксене, причем увеличение количества одного из них обычно сопровождается уменьшением другого. Уменьшение содержания магния вверх по разрезу связано с повышением железистости феррических минералов и с уменьшением роли оливина в породах верхней части разреза.

Количественно-минеральный состав усредненных анализированных проб, полученный путем подсчетов в шлифах и рассчитанный по результатам химических анализов, приведен в табл. 9. Сопоставление этих данных обнаруживает удовлетворительное сходство. Наибольшее несовпадение устанавливается для апатита, содержание которого по результатам химического анализа всегда оказывается ниже такого, определенного в шлифах.

### **Основные черты дифференцированности**

Породы Кизирского массива образуют три сложные серии, или мегаритма (см. рис. 2; 12). Породы нижней серии образуют внешнее кольцо массива. Здесь распространены мезократовые (в основном оливиновые и в меньшей мере безоливиновые) габбро; меланократовые и лейкократовые их разновидности, габбро-анортозиты и троктолиты встречаются относительно редко. В зоне эндоконтакта габбро обогащены биотитом и характеризуются пониженной основностью плагиоклаза.

Породы средней слоистой серии образуют кольцо, ширина которого в восточной части массива составляет 800 м, а в западной увеличивается до 2700 м. В этой наиболее контрастной по составу серии значительно возрастает роль троктолитов. В целом породы сравнительно лейкократовые, характеризующиеся малым количеством рудных минералов, несколько повышенной основностью плагиоклаза и повышенной железистостью оливина. Вместе с тем достаточно часто встречаются маломощные меланократовые слои, достигающие состава оливинсодержащих клинопироксенитов.

Верхняя слоистая серия, имеющая мощность около 1 км, сложена сравнительно меланократовыми оливиновыми рудными габбро. Наряду с ними, но в меньшем количестве развиты безоливиновые габбро, габбро-анортозиты, рудные клинопироксены и совсем редко троктолиты и анортозиты. В силу чашеобразной структуры массива породы верхней серии располагаются в его центре и образуют овальное в плане тело, слегка вытянутое в широтном направлении.

Вследствие асимметрии массива максимальная мощность выведенной на поверхность части разреза наблюдается по его юго-западному радиусу. Здесь суммарная мощность трех слоистых серий достигает 4,5 км. В северной и восточной частях массива мощность вскрытой части разреза составляет около 2 км.

Полосчатость пород обычно обусловлена меняющимся количественным соотношением минералов в смежных слоях. Реже смежные слои от-

личаются еще и по набору слагающих их минералов. В целом полосчатость в Кизирском массиве характеризуется слабо выраженной ритмичностью. Закономерно повторяющиеся полные ритмы типа пироксенит — габбро — лейкократовые габбро — габбро-анортозит крайне редки. Чаще ритмы двучленны, а смежные слои неравноценны по мощности и не выдержаны по простиранию. Можно полагать, что эта особенность строения массива обусловлена сравнительно крутым залеганием первичной полосчатости, вернее, тем, что формирование слоистых пород происходило в условиях крутого наклона подошвы и стенок магматической камеры, т. е. в обстановке, малоблагоприятной для гравитационного фракционирования. Это подтверждается более высокой степенью расслоения на участках массива с более пологим залеганием полосчатости.

Переходы между породами разного состава бывают как резкими, так и постепенными. Нередко встречается асимметричный тип полосчатости, при котором приподошвенные части слоев сложены меланократовыми породами, сменяющимися по направлению к кровлям лейкократовыми разновидностями. Наличие такого типа полосчатости свидетельствует о проявлении гравитационной дифференциации, в результате которой тяжелые минералы концентрируются в низах слоев.

Об интенсивности расслоения и дифференциации в Кизирском массиве можно судить по табл. 10, где приведены средние содержания породообразующих минералов и стандартные отклонения в группах пород с различным составом плагиоклаза.

Тесная перемежаемость основных пород разного состава, наличие постепенных переходов и отсутствие секущих взаимоотношений между ними заставляют рассматривать их как результат сложных процессов дифференциации, происходивших в период становления плутона. Несмотря на значительную пестроту пород массива, все они представляют собой различные комбинации ограниченного числа минералов. Поэтому при дальнейшей характеристике основное внимание уделено выяснению поведения главных породообразующих минералов в разрезе и по площади массива, а также их месту в эволюционном ряду пород.

Таблица 10

Средние значения ( $\bar{X}$ ) и стандартные отклонения ( $S$ ) содержаний породообразующих минералов в группах пород с различным составом плагиоклаза

| Количество шлифов         |           | 34        | 61        | 31        | 50        | 58        | 33        | 33        | 31        | 30        | 42        | 42        |
|---------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|                           |           | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ | $\bar{X}$ |
| Состав плагиоклаза (% An) | $\bar{X}$ | 68,5      | 65,2      | 63,1      | 60,1      | 57,9      | 52,6      | 51,1      | 48,0      | 42,9      | 41,6      | 39,2      |
|                           | $S$       | 2,7       | 3,3       | 3,4       | 3,9       | 3,8       | 4,3       | 3,8       | 3,2       | 5,7       | 3,8       | 4,5       |
| Плагиоклаз                | $\bar{X}$ | 72,1      | 71,6      | 55,6      | 64,6      | 54,5      | 57,1      | 45,1      | 45,3      | 45,7      | 45,0      | 51,2      |
|                           | $S$       | 13,7      | 11,6      | 18,3      | 16,7      | 19,8      | 26,7      | 19,1      | 18,5      | 23,6      | 19,2      | 21,0      |
| Оливин                    | $\bar{X}$ | 20,0      | 15,2      | 6,7       | 11,3      | 8,5       | —         | 10,0      | 11,2      | —         | 8,2       | 8,0       |
|                           | $S$       | 11,8      | 8,0       | 6,3       | 9,6       | 6,3       | —         | 11,9      | 11,1      | —         | 4,3       | 3,8       |
| Моноклинный пироксен      | $\bar{X}$ | 5,3       | 10,7      | 25,3      | 17,6      | 23,6      | 32,7      | 27,2      | 24,1      | 36,7      | 25,9      | 25,8      |
|                           | $S$       | 6,7       | 11,1      | 12,9      | 15,8      | 14,6      | 21,5      | 14,1      | 12,9      | 20,3      | 12,1      | 11,7      |
| Роговая обманка и биотит  | $\bar{X}$ | 0,7       | 0,7       | 0,9       | 1,0       | 1,0       | 1,5       | 1,5       | 1,9       | 6,6       | 1,5       | 2,4       |
|                           | $S$       | 0,8       | 1,1       | 1,2       | 1,2       | 1,1       | 1,9       | 1,9       | 4,2       | 6,4       | 1,8       | 3,8       |
| Апатит                    | $\bar{X}$ | —         | —         | 0,7       | 0,7       | 2,1       | 1,7       | 3,0       | 3,2       | 3,4       | 3,5       | 3,2       |
|                           | $S$       | —         | —         | 1,5       | 1,3       | 2,8       | 2,7       | 3,1       | 3,0       | 3,4       | 2,5       | 2,0       |
| Рудные минералы           | $\bar{X}$ | 1,9       | 1,7       | 10,3      | 4,8       | 10,3      | 7,1       | 13,8      | 14,4      | 7,6       | 15,9      | 13,7      |
|                           | $S$       | 4,4       | 2,3       | 6,8       | 6,7       | 6,3       | 7,2       | 7,6       | 10,5      | 7,9       | 11,4      | 8,2       |

Изменение количественного минерального состава пород снизу вверх по наиболее полному разрезу Кизирского массива отражено на диаграммах (см. рис. 12). Средний состав габброидов по этому разрезу отвечает рудному оливиновому габбро, содержащему 55,8% плагиоклаза, 7,8% оливина, 23,8% моноклинного пироксена, 1,2% титанистой роговой обманки и биотита, 2,2% апатита и 9,2% рудных минералов (проценты объемные). Средний состав плагиоклаза соответствует лабрадору с 51,5% анортитового компонента, а средний состав оливина — гиалосидериту с 37,5% фаялитовой молекулы. Можно полагать, что приведенные цифры отражают также средний состав пород Кизирского массива в современном эрозийном срезе, поскольку пробы при составлении разреза отбирались сравнительно равномерно и, следовательно, отражают частоту встречаемости пород различного состава.

Переходя к рассмотрению поведения плагиоклаза в разрезе массива, необходимо отметить, что верхняя часть разреза мощностью более 1000 м характеризуется пониженным содержанием плагиоклаза. Самая лейкократовая пачка пород, среднее содержание плагиоклаза в которой приближается к 70%, приурочена к интервалу 2,3—2,8 км разреза. В самых нижних горизонтах нижней серии пород, выведенных на дневную поверхность, содержание плагиоклаза близко к среднему по разрезу в целом.

Основность плагиоклаза снизу вверх по разрезу уменьшается. Однако эта тенденция осложняется целым рядом отступлений. Так, породы с наиболее основным плагиоклазом хотя и развиты преимущественно в нижней части разреза, но тяготеют не к самим его низам, а примерно ко второй снизу четверти разреза. В нижней же четверти состав плагиоклаза близок к среднему по массиву в целом, а в зоне, непосредственно примыкающей к контакту с вмещающими породами, основность плагиоклаза уменьшается еще сильнее. В верхней части разреза преимущественно развиты породы с пониженной основностью плагиоклаза, но наряду с этим встречаются пачки пород с более основным плагиоклазом.

Обращаясь к детальному разрезу, можно видеть, что характер изменения состава плагиоклаза в породах слоистых серий чрезвычайно сложен (см. рис. 12). На первый взгляд, ломаные кривые, отражающие состав плагиоклаза, ведут себя незакономерно. Однако анализ взаимосвязи состава плагиоклаза с составом пород и других порообразующих минералов позволяет выявить некоторые интересные закономерности. Так, несмотря на частые, казалось бы, случайные скачки состава плагиоклаза, устанавливается их связь с изменением оливина. Довольно часто понижение основности плагиоклаза наблюдается в меланократовых породах и особенно в породах, обогащенных рудными минералами.

Размещение пород с разным составом плагиоклаза в Кизирском массиве показано на рис. 13. Здесь отчетливо устанавливается повышение щелочности плагиоклаза в породах верхней слоистой серии, а также в зоне эндоконтакта. Породы с разным составом плагиоклаза образуют линзующиеся полосы, при этом, хотя размещение их подчинено общей структуре массива, часто наблюдается значительное изменение плагиоклаза по простиранию отдельных пачек.

Поведение оливина в массиве можно проследить на рис. 12. Породы нижней части разреза характеризуются довольно постоянным, слегка превышающим среднее по разрезу в целом содержанием оливина. Породы верхней слоистой серии, наоборот, обеднены оливином. Самые богатые оливином породы развиты в средней части разреза. Здесь, в 400-метровой пачке, занимающей интервал 1,7—2,1 км, среднее содержание оливина составляет 10—15%. Эта пачка характеризуется преобладанием троктолитов и лейкократовых оливиновых габбро. Об-

рашаясь к деталям разреза, можно видеть, что наиболее высокие концентрации оливина свойственны лейкократовым породам, обедненным пироксеном и рудными минералами. Эта тенденция — антагонизм между оливином, с одной стороны, пироксеном и рудным минералом, с другой, — отмечалась также для Патынского и Булкинского (Западный Саян) массивов.

Как видно из рис. 12, наиболее железистые оливины развиты преимущественно в верхней слоистой серии пород. Кроме того, породы с повышенной железистостью оливина довольно широко развиты в нижней серии. Не исключено, что появление железистых оливинов в последнем случае связано не только и не столько с их положением в разрезе, сколько с близостью к контактам массива. Иногда в породах наблюдается резкое изменение состава оливина. Обычно увеличение его железистости происходит в горизонтах меланократовых рудных габбро и рудных пироксенитов. Как правило, оно сопровождается уменьшением основности плагиоклаза. Наличие таких горизонтов свидетельствует, что в процессе формирования пород периодически возникали довольно резкие изменения условий кристаллизации.

Распространенность пород с различным составом оливина в юго-восточной части Кизирского массива показана на рис. 14, из которого можно видеть, что наиболее железистые оливины развиты в пределах верхней слоистой серии, а также в зоне эндоконтакта. Отчетливо устанавливается асимметричность строения этой серии. Породы с повышенной железистостью оливина не образуют в плане сплошного кольца, а развиты лишь к северо-западу от структурного центра интрузива. Сопоставление рис. 3 и 14 показывает, что в верхней серии породы с повышенной железистостью оливина отчетливо тяготеют к участкам массива с наиболее полого залегающей первичной полосчатостью и трахитоидностью. Такая связь состава пород и минералов со структурными особенностями массива указывает на то, что процессы дифференциации

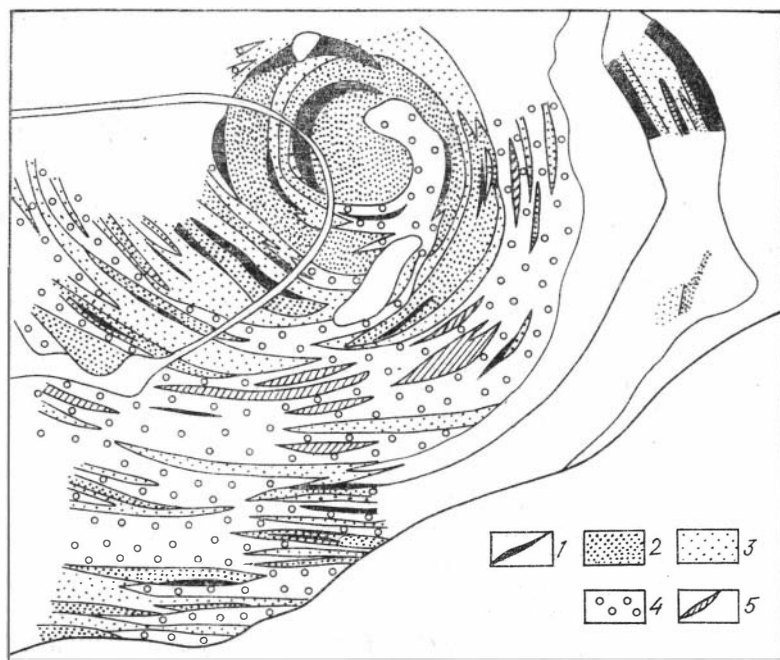


Рис. 13. Распределение плагиоклаза разного состава в породах юго-восточной части Кизирского массива:

Состав плагиоклаза (в % An): 1 — менее 30, 2 — 31—40, 3 — 41—50, 4 — 51—60, 5 — более 60.

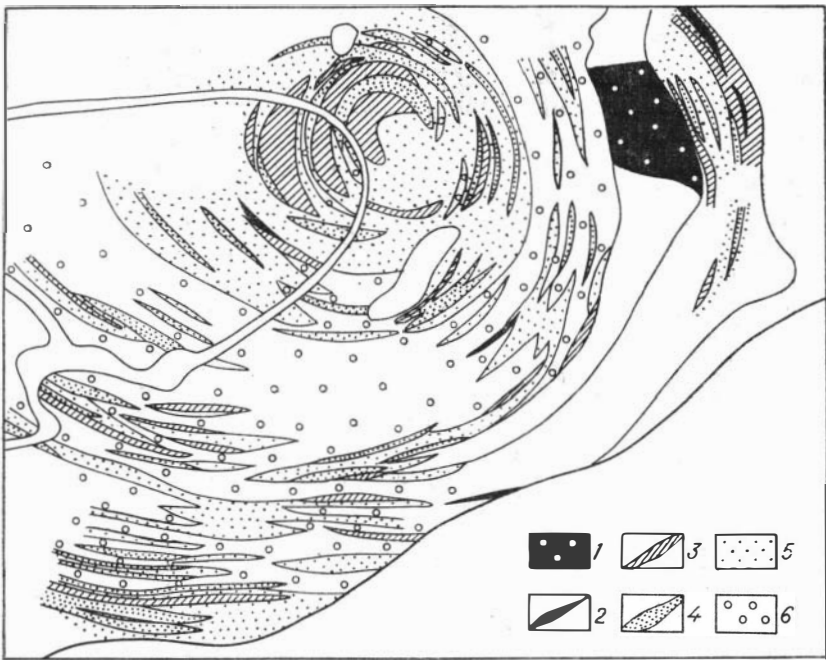


Рис. 14. Распространение пород с различным составом оливина в юго-восточной части Кизирского массива:

Содержание фаялитового компонента в оливине: 1 — более 80%; 2 — 61—70; 3 — 51—60; 4 — 41—50; 5 — 31—40; 6 — менее 31%.

вещества в ходе становления интрузива в значительной мере определялись формой магматической камеры.

Обогащенные пироксеном породы развиты преимущественно в верхней части разреза, где они слагают пачку мощностью около 1,1 км. Ниже наблюдается чередование пород, обогащенных и обедненных пироксеном при некотором преобладании (по мощности) последних. Из детального разреза (см. рис. 12) видно, что меланократовые породы, обогащенные пироксеном, обычно бедны оливином и богаты рудными минералами. В средней и нижней частях разреза меланократовые габбро и габбро-пироксениты образуют сравнительно маломощные горизонты среди более лейкократовых пород, тогда как в верхней части разреза меланократовые габбро, богатые пироксеном, пользуются преобладающим развитием. Меланократовые габбро обычно характеризуются несколько пониженной по сравнению с более лейкократовыми породами основностью плагиоклаза. Взаимосвязь состава плагиоклаза и содержание пироксена в породах лучше видна на диаграмме рис. 15, которая показывает, что с уменьшением основности плагиоклаза среднее содержание пироксена неуклонно возрастает, достигая максимума в габброидах с плагиоклазом, отвечающим андезину с 41—45% аортитового компонента. При дальнейшем падении основности плагиоклаза содержание пироксена в породах уменьшается. Такой характер взаимосвязи объясняет «аномальную» на первый взгляд приуроченность меланократовых пород к верхней части разреза слоистой серии. Анализ диаграммы свидетельствует о том, что в процессе формирования Кизирского массива господствующей

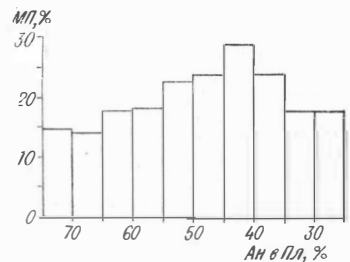


Рис. 15. Соотношение среднего содержания авгита с составом плагиоклаза в породах Кизирского массива. По данным подсчетов в 710 шлифах.

тенденцией была эволюция состава пород от сравнительно лейкократовых к более меланократовым.

Таким образом, в процессе кристаллизации при смене высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными остаточный расплав непрерывно обогащался фемическими компонентами. Поскольку формирование слоистых серий пород в Кизирском массиве, как и во многих других основных расслоенных интрузиях (Уэйджер, Браун, 1970), по-видимому, происходило от подошвы магматической камеры к ее кровле, относительно меланократовый остаточный расплав постепенно отжимался в верхнюю часть камеры, что и привело к образованию здесь сравнительно меланократовых пород.

Породы верхней слоистой серии характеризуются повышенным содержанием рудных минералов, тогда как породы нижней серии сравнительно бедны ими (см. рис. 12). В пределах видимой части разреза обогащенные рудными минералами породы образуют пять пачек мощностью от 200 до 700 метров.

О характере распределения рудных минералов в Кизирском массиве можно судить по схеме магнитной восприимчивости пород интрузии, построенной по данным измерений этого параметра в 4000 образцах (рис. 16). Из нее видно, что породы верхней и нижней слоистых серий характеризуются повышенными значениями магнитной восприимчивости по сравнению с породами средней серии. В нижней серии высокие концентрации рудных минералов тяготеют преимущественно к верхней части разреза. В целом в массиве наблюдается довольно отчетливая асимметрия в распределении рудных минералов. Наиболее насыщены ими породы центральной и северной частей массива, т. е. области с относительно пологими залеганиями первичной полосчатости и трахитоидности. На рис. 17 приведена диаграмма, показывающая взаимосвязь магнитной восприимчивости пород массива и содержания титаномагнетита, ильменита и суммы рудных минералов.

Анализ рис. 12 показывает, что повышенные концентрации этих минералов характерны для меланократовых пород, представленных рудными пироксеновыми габбро, рудными габбро-пироксенитами и рудными пироксенитами. В то же время породы с высоким содержанием оливина бедны рудными минералами. Устанавливается довольно тесная связь между содержанием рудных минералов и апатита. Интересно отметить, что породы, обогащенные этими минералами, обычно характеризуются пониженным содержанием керсутита и биотита, хотя во многих титаносных расслоенных интрузиях отмечается тесная ассоциация рудных минералов с титанистой роговой обманкой (Богатиков, Лебедев, 1964).

При изучении шлифов основных пород Кизирского массива установлено, что рудные минералы окружены узкими каймами керсутита и биотита. Создается впечатление, что они тесно связаны и количественно. Однако оценка их содержания в породах показывает, что богатые рудными минералами породы обычно бедны керсутитом и биотитом (рис. 18). Поскольку последние являются почти единственными первичными гидроксилсодержащими минералами в Кизирском массиве, характер их связи с рудными минералами в известной мере отражает взаимосвязь рудных и летучих компонентов. Отрицательная корреляция позволяет полагать, что, несмотря на относительную «сухость» расплава, роль летучих компонентов при формировании Кизирского массива была все же довольно значительной. Видимо, повышение содержания воды в кристаллизующем расплаве способствовало удержанию рудных компонентов в остаточном расплаве, тогда как ее удаление, наоборот, благоприятствовало более быстрой кристаллизации рудных минералов.

Как видно из рис. 12, обогащенные рудными компонентами породы характеризуются повышенной железистостью оливина и щелоч-

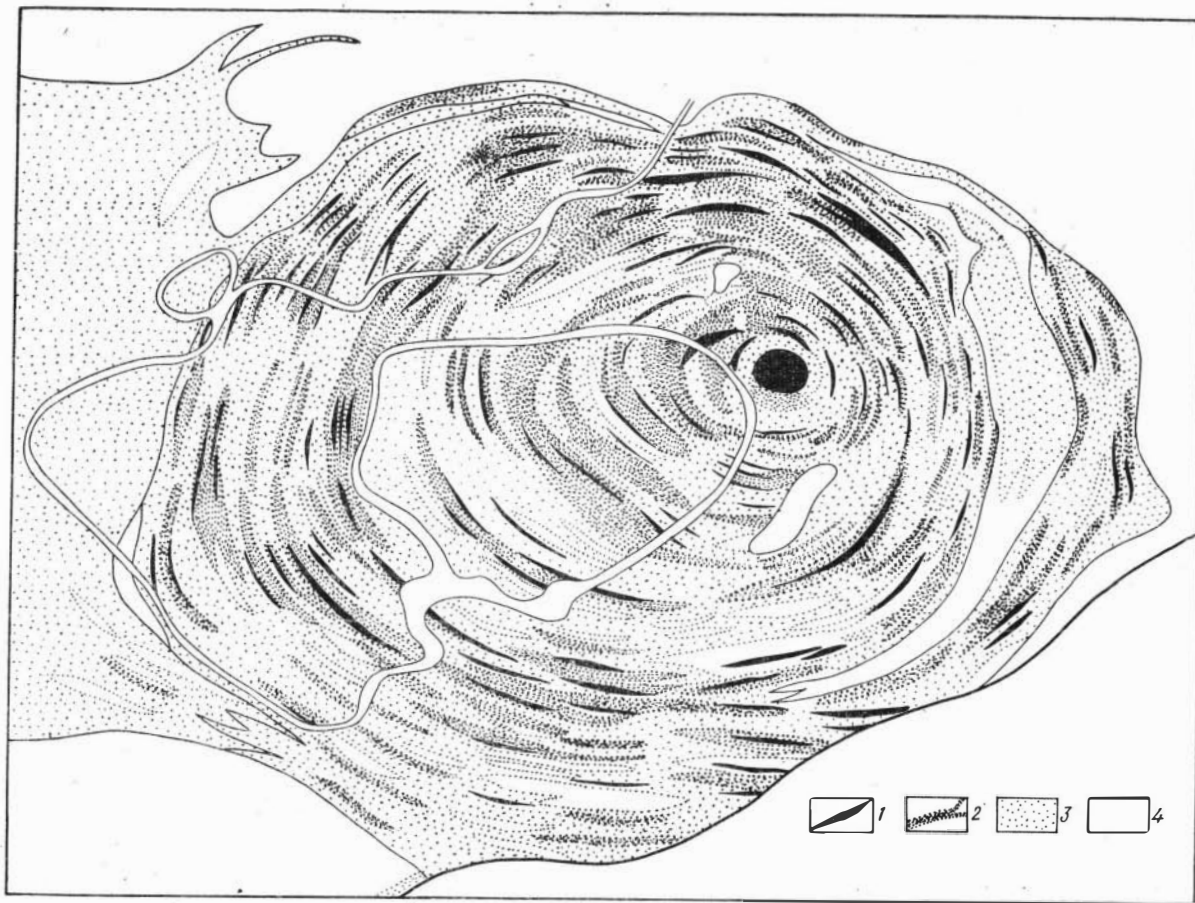


Рис. 16. Распространение пород с различной магнитной восприимчивостью.

Величина магнитной восприимчивости в системе CGSM:

- 1 —  $10\ 000 \cdot 10^{-6}$  —  $40\ 000 \cdot 10^{-6}$ ;
- 2 —  $5000 \cdot 10^{-6}$  —  $10\ 000 \cdot 10^{-6}$ ;
- 3 —  $1000 \cdot 10^{-6}$  —  $5000 \cdot 10^{-6}$ ;
- 4 — менее  $1000 \cdot 10^{-6}$ .

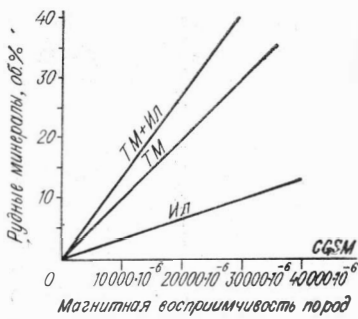


Рис. 17. Взаимосвязь магнитной восприимчивости пород Кизирского массива и содержания рудных минералов.

ных разновидностях рудных оливиновых габбро меняется от лабрадора с 70% анортитового компонента до андезина или андезин-олигоклаза, содержащего 30% анортитового компонента. Это свидетельствует о том, что рудные минералы кристаллизовались в течение длительного временного и температурного интервала в процессе становления плутона. Однако, несмотря на такую пестроту, в целом в породах массива существует довольно строгая корреляция между содержанием рудных компонентов и составом породообразующих минералов (рис. 19). С уменьшением основности плагиоклаза количество рудных минералов постепенно возрастает, достигает максимума в породах с плагиоклазом, содержащем 41—50% анортитового компонента, а затем плавно уменьшается. Все это указывает на важную роль кристаллизационной дифференциации в становлении массива в целом и в локализации в нем титаномagnetитового и ильменитового оруденения. Очевидно, что титан и железо подчинялись общей кристаллохимической направленности, которая на ранних стадиях дифференциации приводила к их накоплению в остаточном расплаве, а затем, по мере увеличения щелочности расплава, менялась на обратную.

Плавный характер изменения концентраций рудных минералов в породах от высокотемпературных минеральных ассоциаций к низкотемпературным позволяет считать, что эволюция фемических компонентов расплава полностью соответствовала изменению сили-

ностью плагиоклаза. Это говорит о том, что рудные габбро и пироксениты представляют собой более поздний и более низкотемпературный продукт кристаллизации по сравнению с безрудными породами аналогичного состава.

Выше отмечалось, что габброиды Кизирского массива отличаются чрезвычайной пестротой состава. Это относится и к их рудным разновидностям. Обогащенные рудными компонентами породы широко варьируют по содержанию в них оливина, пироксена, плагиоклаза и других минералов. Не остается постоянным и состав породообразующих минералов. Например, состав плагиоклаза в различных

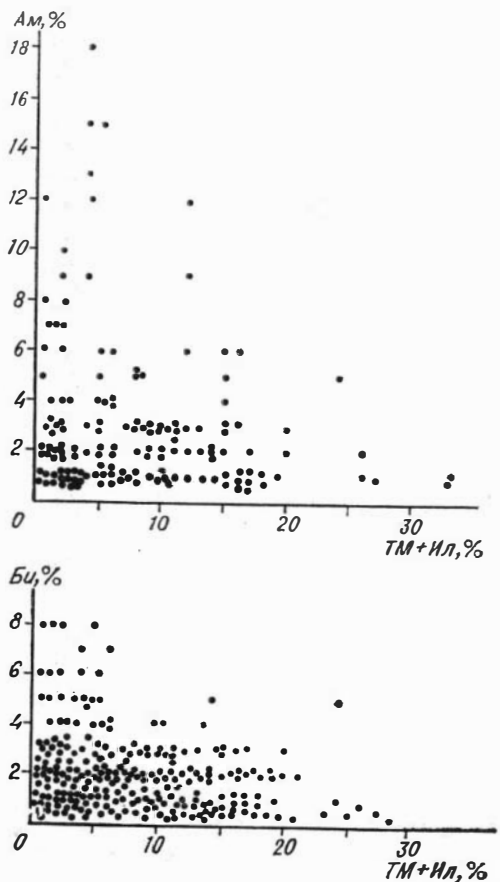


Рис. 18. Взаимосвязь содержаний рудных минералов (ТМ+Ил) с количеством роговой обманки (Ам) и биотита (Би) в породах Кизирского массива.



ческой его части. Отсюда следует предположение, что при формировании Кизирского массива не происходило расщепления расплава на рудную и силикатную части, т. е. явления несмешиваемости, или ликвации. Разумеется, это не следует понимать как отсутствие дифференциации в жидкостно-магматической стадии или в жидкостно-магматическом состоянии. В силу целого ряда факторов гомогенный исходный расплав в разных частях магматической камеры может обогащаться или обедняться теми или иными компонентами.

Интересно отметить, что связь между содержанием рудных минералов и составом оливина в породах является менее закономерной, чем с плагиоклазом (см. рис. 19). По-видимому, это вызвано тем, что в данной выборке отсутствуют безоливиновые породы, являющиеся непременным членом слоистой серии Кизирского массива. Таким образом, исключение какой-либо группы пород из естественного ряда (в данном случае исключены все безоливиновые породы), каким является слоистая серия, приводит к существенному искажению результатов. Тем не менее общая тенденция изменения содержания рудных минералов в группах пород с постепенно увеличивающейся железистостью оливина выражена вполне отчетливо. С повышением железистости оливина содержание рудных минералов в породах растет, достигает максимума, а затем уменьшается. Таким образом, при формировании пород Кизирского интрузива на фоне возрастающего железомagneзиевого отношения происходило сначала увеличение содержания железа и титана в расплаве, а затем его уменьшение. Смена этих противоположных тенденций приурочена ко времени кристаллизации плагиоклаза, отвечающего андезину с 41—45% анортитового компонента, и оливина, отвечающего гортонолиту с 52—55% фаялитового компонента.

Между количественным соотношением рудных минералов и составом пород не существует четкой взаимосвязи. Различные соотношения ильменита и титаномагнетита с равным успехом встречаются в оливиновых и безоливиновых габбро, в троктолитах и рудных пироксенах. Несколько чаще это отношение сдвигается в сторону титаномагнетита в меланократовых породах, тогда как в лейкократовых, богатых плагиоклазом, чаще преобладает ильменит. Из этого можно заключить, что одним из факторов, определяющих колебания ильменит-титаномагнетитового отношения в породах Кизирского массива, была гравитационная дифференциация, в результате которой более тяжелый титаномагнетит предпочтительнее накапливался в меланократовых полосах пород.

Отношение  $\frac{\text{Ил}}{\text{Ил} + \text{М}} \times 100$  в группах пород с различным составом плагиоклаза и оливина меняется незакономерно, оставаясь близким к среднему по массиву. Поскольку состав оливина в известной мере отражает железомagneзиевое, а состав плагиоклаза — кальций-натровое отношение в расплаве, можно сказать, что ильменит-титаномагнети-

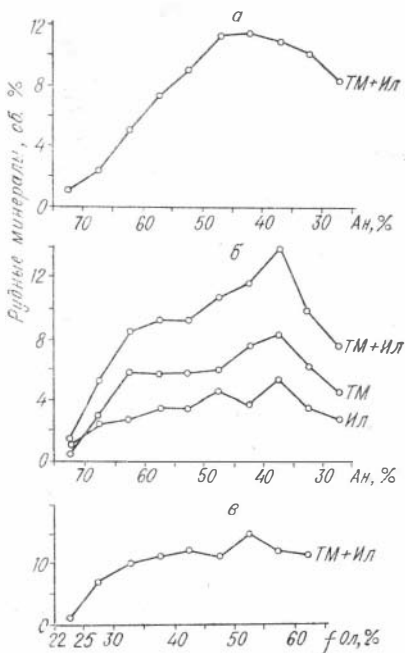


Рис. 19. Соотношение средних содержаний рудных минералов с составом плагиоклаза и оливина в породах Кизирского массива по данным подсчетов в 710 шлифах (а), в 400 ашлифах (б) и в 525 шлифах (в).

товое отношение в породах Кизирского массива не обнаруживает четкой связи ни с железом-магниевым отношением, ни с отношением кальция и натрия в расплаве.

В дополнение к изложенному кратко остановимся на рассмотрении диаграмм, отражающих поведение титаномагнетита и ильменита в породах с разным составом плагиоклаза (см. рис. 19, б). Они отражают ту же тенденцию — возрастание, а затем убывание роли окиснорудных минералов в ряду пород с понижающейся основностью плагиоклаза. Сопоставление их с диаграммой, построенной по подсчетам в шлифах, показывает, что последняя более закономерна, вероятно, определяясь большей представительностью выборки пород в этом случае. Выборка же, произведенная по аншлифам, менее представительна, так как уже при отборе материала в расшлифовку отбраковывались породы совершенно безрудные или содержащие незначительную вкрапленность рудных минералов. Непредставительностью выборки объясняется и смещение пика с максимальным содержанием рудных минералов в сторону пород с большей щелочностью плагиоклаза. Наиболее закономерным в ряду пород с убывающей основностью плагиоклаза является поведение суммы рудных минералов — титаномагнетита и ильменита. Несколько менее закономерно изменение содержания ильменита и еще менее — титаномагнетита.

Как видно из рис. 12, апатит в габброидах Кизирского массива тесно связан с рудными минералами и пироксеном. Содержание его в породах возрастает одновременно с увеличением содержания титаномагнетита, ильменита и моноклинного пироксена, достигая максимума в рудных габбро и рудных пироксенитах. Апатит концентрируется в нижней и верхней слоистых сериях, а также в эндоконтактной зоне массива (рис. 20). Кроме того, он характерен для габброидов с пониженной основностью плагиоклаза и с повышенной железистостью оливина.

С уменьшением основности плагиоклаза количество апатита в породах непрерывно возрастает, достигая максимума в ассоциации с плагиоклазом, содержащим 36—50% анортитового компонента, а затем убывает (рис. 21). Следовательно, поведение апатита при формировании Кизирского массива было тесно связано с общим направлением эволюции пород. Это свидетельствует о том, что выделение апатита происходило в магматическую стадию формирования пород. В то же время характер диаграммы (см. рис. 21) указывает на то, что апатит кристаллизовался в числе самых последних минералов.

Как отмечалось выше, плагиоклаз, подобно остальным минералам основных пород массива, является зональным. При составлении диаграммы на рис. 21 учитывался средний состав плагиоклаза в породах. На рис. 21, б приведена диаграмма, показывающая связь средних содержаний апатита с минимальной основностью плагиоклаза\*. Эта связь, является более строгой, чем связь, показанная на рис. 21, а, и служит дополнительным подтверждением того, что апатит выделялся в завершающие стадии формирования пород.

Рассматриваемые зависимости содержания и состава главнейших порообразующих минералов, в частности рудного минерала и апатита, от содержания и состава плагиоклаза, пироксена и оливина в общих чертах подтверждаются парными корреляциями между этими и другими компонентами сборной группы основных пород Кизирского массива (по 72 пробам, табл. 11). Однако в ряде случаев зависимости оказываются незначимыми. Несколько лучше отражаются некоторые отноше-

---

\* Учитывая зональный характер плагиоклазов, при построении различных диаграмм мы брали их средний состав. Так, в случае, когда состав плагиоклаза в данной породе варьирует от 40 до 50% анортитового компонента, в качестве среднего брался плагиоклаз с 45% анортита. При построении данной диаграммы состав плагиоклаза определялся по минимальному содержанию в нем анортитового компонента.



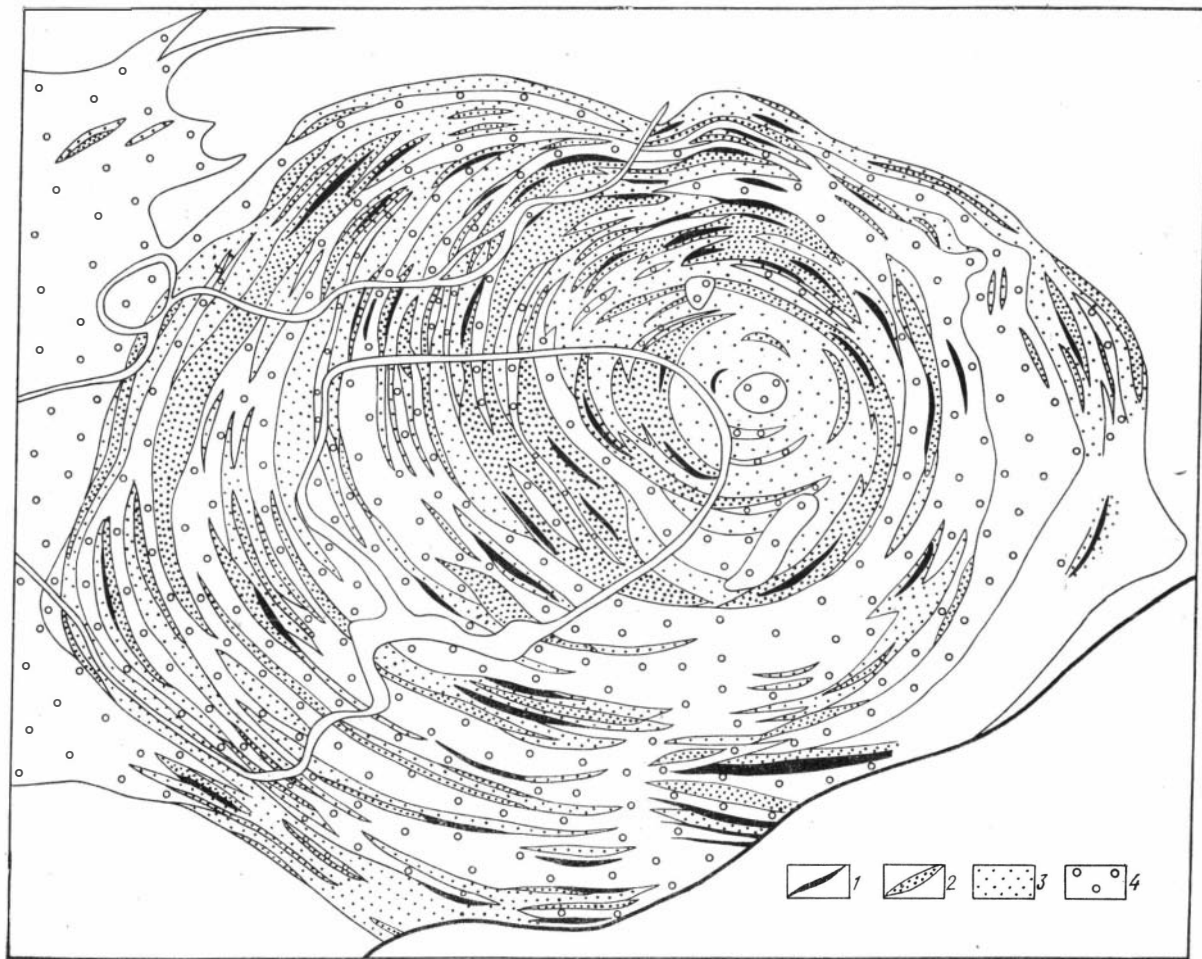


Рис. 20. Распространение пород с различным содержанием апатита.

Содержание апатита в объемных процентах:  
 1 — 7—19; 2 — 4—6; 3 — 1—3; 4 — менее 1.

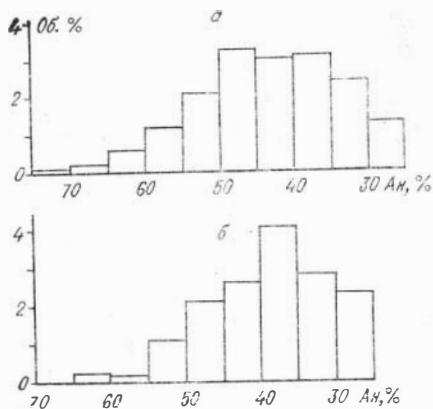


Рис. 21. Средние содержания апатита в породах Кизирского массива с различной средней (а) и минимальной (б) основностью плагиоклаза (по данным подсчетов в 710 шлифах).

ВСЕГЕИ (аналитик В. П. Гурова), в габброидах Кизирского массива установлено (в вес. %) 0,01—0,1 бария (в единичных пробах количество бария достигает целых процентов), 0,001—0,02 скандия, 0,1—6 фосфора, 0,1—6 титана, от следов до 0,25 хрома, 0,003—1 марганца, 0,001—0,007 галлия, 0,001—0,2 ванадия, 0,001—0,04 меди, от следов до 0,07 иттрия, 0,01—0,2 цинка, 0,001—0,07 никеля, 0,003—0,03 циркония, 0,001—0,01 кобальта и 0,01—0,2 стронция. В некоторых пробах габброидов встречаются следы бериллия, молибдена и свинца.

Для выяснения характера поведения элементов-примесей в процессе кристаллизационной дифференциации полученные данные сгруппированы по составу плагиоклаза (рис. 23). Для каждой из двенадцати групп габброидов и одной группы сиенитов подсчитаны средний состав плагиоклаза и среднее содержание элементов-примесей. Количество проб в каждой из групп определялось распространенностью данных пород в массиве и варьировало от 30 до 73. Каждая точка на диаграммах представляет собой среднее для группы пород с данной основностью плагиоклаза.

Поведение элементов-примесей в процессе кристаллизационной дифференциации подчиняется довольно строгой закономерности. Например, содержание хрома, никеля, кобальта и стронция, высокое в породах с максимальной основностью плагиоклаза, прогрессивно уменьшается при переходе к породам с кислым составом плагиоклаза. Вместе с тем изменение концентрации хрома и никеля идет по параболической кривой, кобальта и стронция же — по линейному закону. Таким образом, перечисленные элементы (особенно хром и никель) характерны для высокотемпературных пород массива — троктолитов и лейкократовых оливинных габбро, характеризующихся максимальной основностью плагиоклаза и низкой железистостью темноцветных минералов.

Обратная тенденция характерна для бария, фосфора, титана, марганца, цинка, циркония и иттрия. Их содержание, низкое в породах с основным плагиоклазом, возрастает по мере падения его основности, что свидетельствует о преимущественной концентрации этих элементов в остаточном расплаве и вхождении их в состав наиболее поздних минералов.

Содержание галлия остается практически постоянным во всех группах пород. Более сложный характер поведения обнаруживает скандий, ванадий и медь. Количество скандия и ванадия сначала возрастает

ния парными корреляциями, рассчитанными для различных по основности плагиоклаза групп габброидов. Вычисленные таким образом коэффициенты парных корреляций между составом плагиоклаза и содержаниями других породообразующих минералов габброидов приведены в левом ряду графиков рис. 22. Некоторые из рассмотренных связей находят подтверждение в коэффициентах парных корреляций породообразующих окислов, полученных по 46 химическим анализам габброидов Кизирского массива (табл. 12).

Интересные зависимости устанавливаются и в содержании элементов-примесей. Приблизительно количественным спектральным анализом (около 700 проб), произведенным в спектральной лаборатории

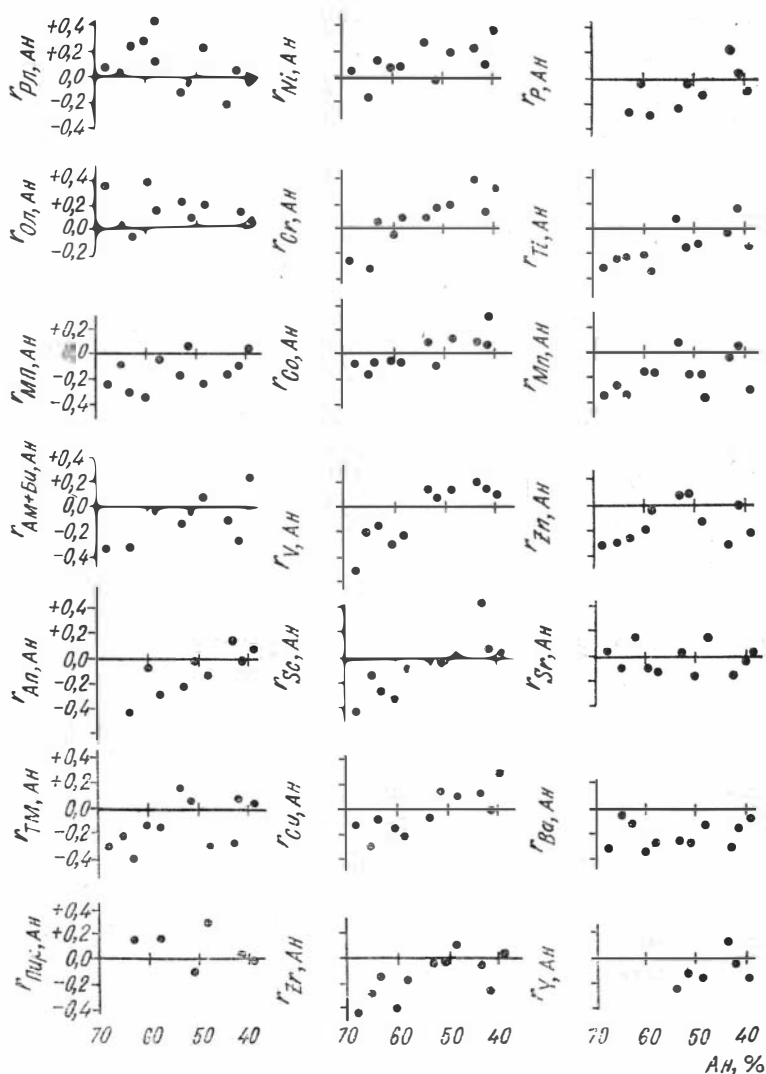


Рис. 22. Характер взаимосвязи содержания породообразующих минералов и элементов-примесей с составом плагиоклаза в эволюционном ряду пород Кизирского массива. (По вертикальным осям отложены значения парных коэффициентов линейной корреляции между составом плагиоклаза и содержанием того или иного компонента. Каждая точка на диаграммах представляет собой значение коэффициента парной линейной корреляции для группы в 40—50 проб горных пород с близким составом плагиоклаза).

ет по мере уменьшения основности плагиоклаза, а затем эта тенденция меняется на обратную. Выше было отмечено, что ванадий концентрируется преимущественно в титаномагнетите, особенно в наиболее высокотемпературных минеральных ассоциациях. Вместе с тем содержание самого титаномагнетита возрастает с уменьшением основности плагиоклаза. Суммарный результат этих двух тенденций и определяет характер поведения ванадия в породах по отношению к составу плагиоклаза. Аналогичной причиной, по-видимому, объясняется поведение в породах скандия, главным концентратором которого является моноклинный пироксен. Медь в Кизирском массиве ведет себя наименее закономерно. Можно лишь отметить слабую тенденцию к уменьшению ее содержания в низкотемпературных породах.

Парные коэффициенты линейной корреляции между породообразующими окислами габброидов Кизирского массива  
Количество проб 46

|                                |                  |                  |                                |                                |         |        |       |       |                   |                  |                               |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------|--------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| $\bar{X}$                      | 46,58            | 1,83             | 18,19                          | 3,50                           | 7,39    | 0,16   | 6,69  | 9,95  | 3,17              | 0,62             | 0,63                          |
| S                              | 4,23             | 1,57             | 3,94                           | 2,71                           | 2,75    | 0,087  | 3,05  | 1,99  | 0,89              | 0,50             | 0,88                          |
| A                              | -0,33            | +1,19            | -0,35                          | +1,13                          | +0,39   | +1,99  | +1,10 | +0,58 | +1,01             | +1,98            | +1,64                         |
| E                              | +0,60            | +0,36            | -0,14                          | +0,11                          | +1,22   | +7,18  | +4,13 | -0,02 | +1,24             | +3,92            | +1,42                         |
| d                              | 0,70             | 0,77             | 0,80                           | 0,80                           | 0,69    | 0,67   | 0,73  | 0,80  | 0,76              | 0,72             | 0,74                          |
|                                | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO     | MnO    | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | -0,66            | +0,81            | -0,65                          | +0,70                          | +0,54   | +0,75  | -0,16 | +0,13 | -0,16             | +0,27            |                               |
| K <sub>2</sub> O               | +0,20            | +0,25            | -0,11                          | +0,057                         | -0,0086 | +0,20  | -0,36 | -0,51 | +0,42             |                  |                               |
| Na <sub>2</sub> O              | +0,68            | -0,19            | +0,51                          | -0,41                          | -0,56   | -0,36  | -0,63 | -0,42 |                   |                  |                               |
| CaO                            | -0,29            | +0,15            | -0,13                          | +0,29                          | -0,062  | +0,042 | -0,15 |       |                   |                  |                               |
| MgO                            | -0,35            | -0,23            | -0,25                          | -0,12                          | +0,44   | +0,099 |       |       |                   |                  |                               |
| MnO                            | -0,73            | +0,78            | -0,82                          | +0,75                          | +0,81   |        |       |       |                   |                  |                               |
| FeO                            | -0,81            | +0,66            | -0,82                          | +0,64                          |         |        |       |       |                   |                  |                               |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -0,79            | +0,87            | -0,78                          |                                |         |        |       |       |                   |                  |                               |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | +0,78            | -0,78            |                                |                                |         |        |       |       |                   |                  |                               |
| TiO <sub>2</sub>               | -0,73            |                  |                                |                                |         |        |       |       |                   |                  |                               |

Вычисление парных коэффициентов линейной корреляции между содержанием элементов-примесей и породообразующих минералов показало, что стронций сосредоточен почти исключительно в плагиоклазе, барий — в плагиоклазе и биотите. Для скандия устанавливается тесная связь с моноклинным пироксеном, а для марганца и цинка — с титаномагнетитом.

Интересные дополнительные сведения о поведении элементов-примесей в Кизирском массиве дает корреляционный анализ связи их содержания с составом плагиоклаза. Из рис. 22 видно, что эта связь закономерно изменяется в эволюционном ряду пород массива. Отрицательная связь свидетельствует о том, что понижение основности плагиоклаза сопровождается увеличением содержания элемента-примеси и что в данной группе пород тот или иной элемент (или минерал) выделяется одним из последних в ассоциации с наиболее кислым для этих пород плагиоклазом, т. е. накапливался в остаточном расплаве. Положительная связь, наоборот, позволяет говорить о сравнительно раннем выделении из расплава этого элемента (или минерала), о его преимущественной концентрации в наиболее высокотемпературных породах данной группы.

Анализ рис. 22 свидетельствует о непостоянстве связи содержания элементов-примесей с составом плагиоклаза в эволюционном ряду пород Кизирского массива. Она меняется для большинства элементов вполне закономерно. Преобладающей тенденцией является плавная смена отрицательных коэффициентов корреляции положительными в ряду пород с понижающейся основностью плагиоклаза. Можно полагать, что пересечение рою точек оси абсцисс указывает то место в эволюционном ряду пород, где концентрация элементов в расплаве достигала «насыщения», и они из элементов, преимущественно накапливавшихся в остаточном расплаве, становились элементами, входившими в сравнительно более высокотемпературные минеральные фазы. Такое «насыщение» для различных элементов достигается в разных частях эволюционного ряда пород.

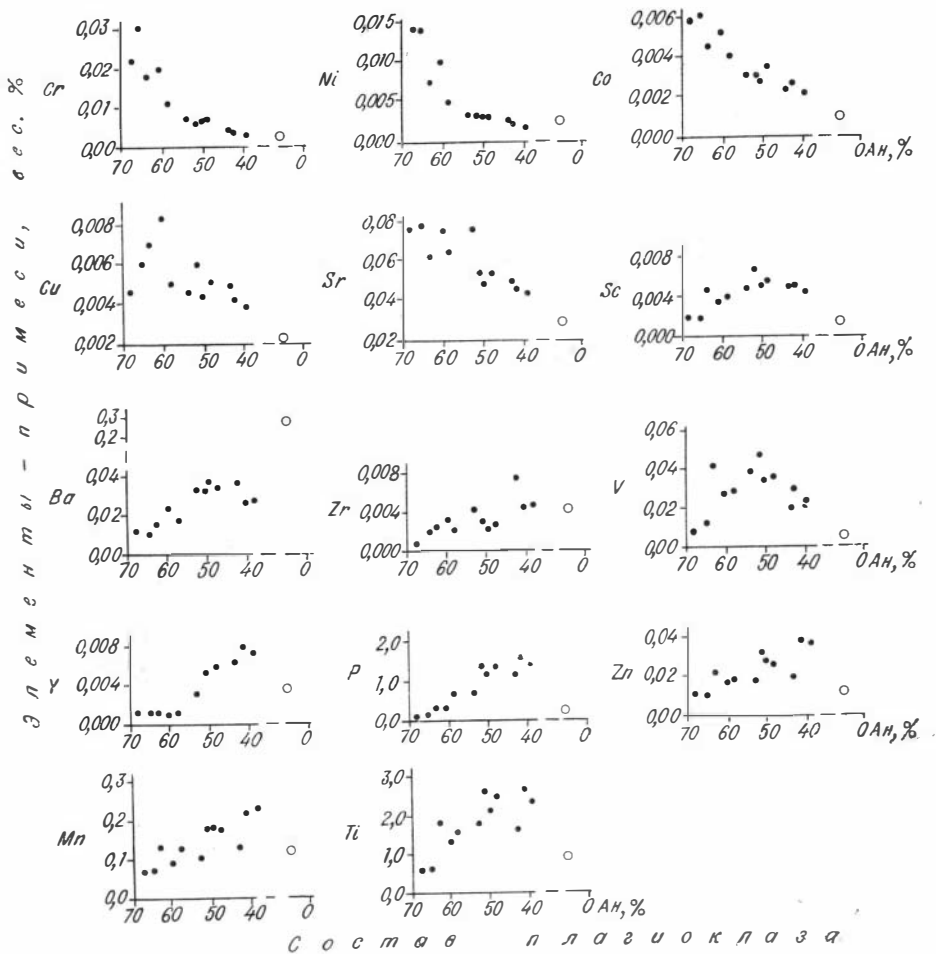


Рис. 23. Средние содержания элементов-примесей в породах Кизирского массива с различным составом плагиоклаза:

● — габброиды; ○ — сенинты.

По отношению к составу плагиоклаза элементы-примеси в породах массива выстраиваются в следующий ряд: никель (66), хром (61), кобальт (55), ванадий (54), медь (51), скандий (50), цирконий (43), фосфор (42), титан (41), иттрий (40), марганец (40), цинк (40), барий (40). (Цифры в скобках показывают номер плагиоклаза в породах, при котором данный элемент из накапливавшегося в остаточном расплаве становился выделявшимся в составе ранних минеральных фаз.) Из этого ряда видно, что наиболее «высокотемпературными» элементами в породах массива являются никель и хром, но и они при максимальной основности плагиоклаза все же имеют тенденцию к накоплению в остаточном расплаве.

Наиболее «низкотемпературными» являются марганец, цинк и барий: даже среди пород с наиболее щелочными для данного массива полевыми шпатами они имеют отрицательную корреляционную связь с основностью плагиоклаза. Особенно показательным в этом отношении является барий. Корреляционная связь его с основностью плагиоклаза является отрицательной для всех групп пород. Ему как бы «жарко» во всех даже наиболее низкотемпературных минеральных ассоциациях. И действительно, анализ размещения обогащенных барием пород показал их тяготение к зоне эндоконтакта. Иногда они выходят на несколько десятков сантиметров во вмещающие образования. (Обогащен-



ность зоны эндоконтакта барьером нельзя объяснить заимствованием его из вмещающих пород, ибо содержание его здесь ниже, чем в габброидах массива). Таким образом, корреляционный анализ позволяет не только определить место выделения элементов-примесей в эволюционном ряду пород массива, но и выявить те элементы, которые могут мигрировать за пределы формирующегося интрузива.

В левом вертикальном столбце диаграмм рис. 22 приведены данные, показывающие изменение линейных коэффициентов парной корреляции между содержанием порообразующих минералов и составом плагиоклаза в группах пород с убывающей основностью последнего. Как и в случае с элементами-примесями, положительная корреляционная связь означает, что минерал в данной группе пород выделяется в числе первых, и наоборот.

Применение корреляционного метода позволяет установить порядок кристаллизации минералов, а также изменение этого порядка в ряду пород с убывающей основностью плагиоклаза. В самом деле, в наиболее высокотемпературных породах плагиоклаз является одним из ранних минералов, свидетельствуя о перенасыщенности исходного расплава кальцием и алюминием. Оливин почти во всех группах пород выделяется на ранней стадии кристаллизации. Авгит, керсутит, биотит, апатит и рудные минералы являются относительно более поздними в породах с повышенной основностью плагиоклаза. В ряду пород с убывающей основностью плагиоклаза значения и положительные, и отрицательных коэффициентов корреляции убывают. Это можно рассматривать как свидетельство постепенного сокращения в эволюционном ряду пород Кизирского массива разрыва во времени кристаллизации различных минералов.

Таким образом, в эволюционном ряду пород Кизирского массива наблюдается уменьшение содержания плагиоклаза и оливина и увеличение — пироксена и рудных минералов. Лишь в самом конце ряда происходит увеличение количества плагиоклаза и уменьшение темных минералов. В целом физико-химическая эволюция пород отвечает «феннеровскому» типу дифференциации. Увеличение отношения  $FeO/Fe_2O_3$  в пироксенах и титаномagnetитах от высоко- к низкотемпературным минеральным ассоциациям свидетельствует о том, что кристаллизация в процессе становления массива происходила по первому типу З. Ф. Осборна (1966) — в условиях постоянного общего состава при понижающемся давлении кислорода.

## **ВОПРОСЫ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СИЕНИТОВ И ГАББРО**

С габброидами кизирского типа пространственно сопряжены сиениты, что и послужило основанием для объединения этих пород в сиенит-габбровую ассоциацию. Наиболее изучены сиениты в пределах Кизирского и Катунского массива (Лебедев, Богатиков, 1963; Коваленко, Пополитов, 1970). По отношению к габбро сиениты часто образуют рвущие тела. Такие взаимоотношения наблюдались в Кизирском массиве и в истоке р. Аксуг. Габброиды в истоке Аксуга слагают небольшой массив (около 1,5 км в поперечнике) и представлены трахитоидными полосчатыми разностями, по ряду петрографических признаков напоминающими базиты Кизирского интрузива. Меланократовые прослои в них сильно обогащены рудными минералами, причем, по данным химического анализа, содержание  $TiO_2$  в этих породах достигает 9,46% (материалы О. И. Пятова).

Этот участок представляет интерес в том отношении, что здесь сиениты не только прорывают габбро, но и отделены от них дайками мелкозернистых пироксеновых диоритов. Последние обладают субо-

фитовой структурой и состоят из андезина более мелких зерен моноклинного пироксена, зеленого или буровато-зеленого амфибола и биотита. Последний иногда доминирует среди темноцветных минералов. Диориты образуют широтно ориентированные дайки с зонами закалки. В крупных дайках встречаются угловатые ксенолиты полосчатых габбро, причем вдоль контактов ксенолитов часто наблюдаются сиенитовые инъекции (рис. 24). Подобные инъекции встречены также в залбандах мелких диоритовых даек, рвущих габбро. Сиениты слагают небольшое тело, расположенное юго-западнее карового озера. Среди них преобладают средне- и крупнозернистые пироксен-биотитовые или пироксен-биотит-гастингситовые сиениты с одним полевым шпатом, обладающим антипертитовым сложением. В лейкократовых разностях отмечается кварц, меланократовые же обычно содержат повышенное количество рудного минерала и апатита. Эти сиениты повсеместно инъецируются мелкозернистыми лейкократовыми сиенитами сходного состава.

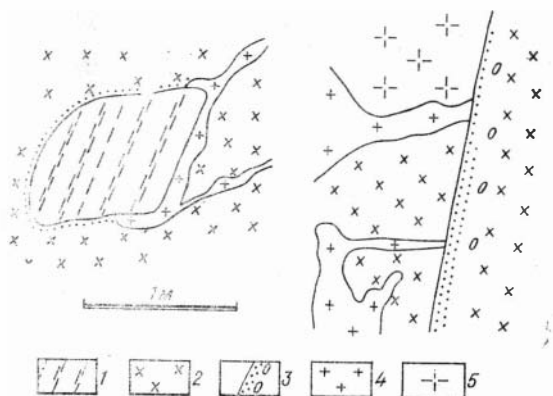


Рис. 24. Взаимоотношения габбро и микродиоритов (зарисовка обнажений):

1 — габбро; 2 — микродиориты; 3 — зона закалки в микродиоритах с порфиробластами полевых шпатов (овалы); 4 — мелкозернистые сиениты; 5 — крупнозернистые сиениты.

Дайки мелкозернистых диоритов обычно прорываются телами сиенитов и часто подвержены сиенитизации с образованием полевошпатовых порфиробластов. Иногда отмечается более сложное взаимоотношение этих пород. На рис. 24 показаны две сближенные дайки диоритов, причем ранняя прорвана мелкозернистыми сиенитами, а поздняя сечет сиениты и обладает отчетливой зоной закалки. Но и в поздней дайке отмечены порфиробласты полевого шпата.

Кроме рассмотренных взаимоотношений, когда сиениты проявляются в виде секущих тел по отношению к габбро, между этими породами встречаются контакты совершенно иного характера, а именно согласные с директивными структурами в габброидах, причем резкие границы между породами основного и щелочного состава отсутствуют. Примером могут служить лежащий контакт линзовидной залежи сиенитов в восточной части Кизирского массива (см. рис. 2) и контакт сиенитов и габбро, обнаруженный нами в пределах Катунского массива в верховье р. Холду-Баш. Во втором случае в приподнятом вдоль широтного разлома южном блоке на поверхность выведены трахитоидные оливиновые габбро, вверх по разрезу постепенно сменяющиеся сиенитами (рис. 25). В скальном борту долины Холду-Баша контактовая зона прослеживается по простирацию около 1,5 км, при-

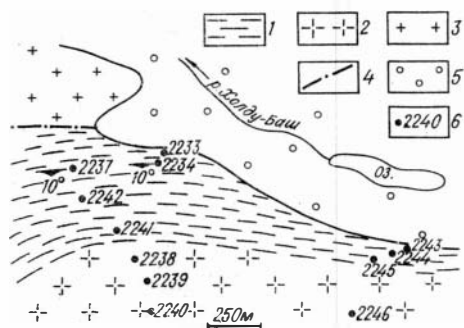


Рис. 25. Схема геологического строения района верховья р. Холду-Баш (центральная часть Катунского массива):

1 — трахитоидные габбро; 2 — пироксеновые сиениты; 3 — лейкократовые кварцсодержащие сиениты; 4 — разрывные нарушения; 5 — четвертичные (ледниковые) отложения; 6 — номера образцов, для которых выполнены химические анализы.

между породами основного и щелочного состава отсутствуют. Примером могут служить лежащий контакт линзовидной залежи сиенитов в восточной части Кизирского массива (см. рис. 2) и контакт сиенитов и габбро, обнаруженный нами в пределах Катунского массива в верховье р. Холду-Баш. Во втором случае в приподнятом вдоль широтного разлома южном блоке на поверхность выведены трахитоидные оливиновые габбро, вверх по разрезу постепенно сменяющиеся сиенитами (рис. 25). В скальном борту долины Холду-Баша контактовая зона прослеживается по простирацию около 1,5 км, при-

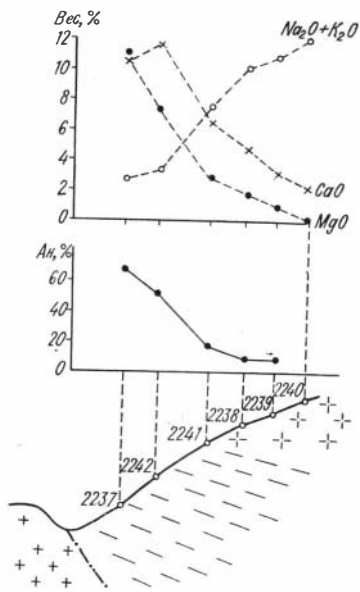


Рис. 26. Разрез через контактовую зону между габбро и сиенитами в верховье р. Холду-Баш. (Условные обозначения на рис. 25.)

в массиве Большой Таскыл в Кузнецком Алатау (Кривенко, 1973).

Авгитовые диориты, расположенные в зоне сопряжения пород основного и щелочного состава, характеризуются высоким содержанием титана и фосфора, что находится в соответствии с общими закономерностями дифференциации габброидной магмы, рассмотренными выше на примере Кизирского массива. При переходе к сиенитам количество титана и фосфора, а также магния, железа и кальция в породах постепенно уменьшается; одновременно возрастает содержание кремния и щелочей (табл. 13). Результаты химических анализов, нанесенные на различные диаграммы (рис. 11 и 27), иллюстрируют строгую закономерность и непрерывность в изменении состава пород.

Породообразующие минералы при переходе от габбро к сиениту также закономерно меняются по составу. Показательно, что в разных породах сиенит-габбровых массивов сохраняется один и тот же парагенезис минералов. (Моноклинный пироксен, оливин, титаномагнетит, амфибол в ассоциации с полевыми шпатами характерны как для габбро, так и для сиенитов). Изменение химического состава пород происходит не в результате смены парагенезиса, а благодаря изменению состава минералов и различным их количественным соотношениям. Полевые шпаты при этом меняются от основных плагиоклазов в габбро до калинатового полевого шпата, соответствующего анортоклазу, в сиенитах (рис. 28). Повышенное количество калия фиксируется уже в андезилах, затем резко возрастает в олигоклазах, обеспечивая постепенный переход к анортоклазу. Железистость моноклинных пироксенов в этом ряду пород постепенно увеличивается; одновременно в них падает содержание алюминия и титана. Количество кальция и щелочей в пироксенах практически не меняется (Кривенко, Орлов, 1972). Железистость оливинов также закономерно возрастает, и в сиенитах Кизирского массива этот минерал представлен фаялитом.

Приведенные данные о взаимоотношении габбро и сиенитов, на наш взгляд, свидетельствуют о генетическом единстве этих пород, что хорошо согласуется с близкими цифрами калий-аргонового возраста,

чем положение ее согласуется с ориентировкой трахитоидности в габбро. Состав полевых шпатов и содержание многих элементов в породах плавно меняются при переходе от габбро к сиениту (рис. 26); мощность зоны перехода 250—300 м.

Характерной особенностью переходных зон между габбро и сиенитами является наличие пород с андезитом (оливин-авгитовых диоритов или андезиновых габбро) и с калийсодержащим олигоклазом (плагиосиенитов). Последние появляются между диоритами и сиенитами. В них наряду с пироксеном, амфиболом и биотитом часто встречается оливин повышенной железистости. Плагиоклаз обычно оптически однороден и несдвоенкован, а показатель преломления соответствует олигоклазу. Иногда в олигоклазах удается обнаружить мелкие антипертитовые вроски. Химическим анализом в таких плагиоклазах устанавливается до 15% ортоклазового компонента. Аналогичные породы в зоне перехода между габбро и сиенитами были описаны также

Химические составы габбро и сиенитов из зон взаимоперехода между этими породами

| № п/п | № обр. | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO     | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | BaO  | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | П. п. п. | Сумма  |
|-------|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|---------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-------------------------------|----------|--------|
| 1     | 2289   | 36,96            | 4,93             | 13,65                          | 9,01                           | 8,67  | 0,25 | 4,53    | 15,81 | 2,03              | 0,24             | 3,15                          | —    | 0,20                          | 1,32     | 100,75 |
| 2     | 2288   | 37,54            | 5,83             | 11,80                          | 8,55                           | 11,38 | 0,22 | 6,04    | 12,60 | 2,48              | 0,42             | 2,29                          | —    | 0,08                          | 1,26     | 100,49 |
| 3     | 2286   | 40,82            | 5,00             | 13,25                          | 8,08                           | 10,91 | 0,22 | 5,68    | 10,13 | 2,61              | 0,50             | 0,43                          | —    | 0,28                          | 1,75     | 100,20 |
| 4     | 2291   | 44,92            | 4,63             | 14,40                          | 6,89                           | 8,36  | 0,22 | 3,02    | 6,67  | 3,68              | 1,68             | 2,18                          | 2,83 | 0,16                          | 0,59     | 100,24 |
| 5     | 2292   | 45,10            | 4,00             | 14,58                          | 5,56                           | 7,66  | 0,22 | 3,55    | 7,66  | 4,28              | 1,78             | 1,95                          | 2,65 | 0,18                          | 0,89     | 100,06 |
| 6     | 2293   | 45,54            | 4,20             | 14,93                          | 5,12                           | 7,74  | 0,30 | 3,91    | 8,40  | 4,37              | 1,37             | 2,00                          | 1,01 | 0,14                          | 1,08     | 100,11 |
| 7     | 2287   | 46,30            | 2,25             | 17,84                          | 2,82                           | 7,12  | 0,20 | 7,10    | 9,14  | 3,90              | 0,92             | 1,45                          | —    | 0,20                          | 1,05     | 100,29 |
| 8     | 2282   | 47,26            | 1,53             | 19,85                          | 2,04                           | 7,97  | 0,14 | 6,57    | 9,39  | 3,98              | 0,59             | 0,32                          | —    | 0,20                          | 0,89     | 100,73 |
| 9     | 2285   | 48,62            | 1,60             | 20,27                          | 2,41                           | 4,80  | 0,11 | 4,08    | 11,36 | 4,06              | 0,59             | 0,29                          | —    | —                             | 1,36     | 99,55  |
| 10    | 2284   | 56,84            | 1,30             | 15,84                          | 4,09                           | 5,81  | 0,44 | 1,06    | 2,72  | 5,60              | 4,80             | 0,44                          | —    | 0,06                          | 0,65     | 99,65  |
| 11    | 2296   | 57,40            | 1,70             | 16,54                          | 3,11                           | 5,11  | 0,30 | 0,97    | 3,21  | 5,90              | 4,46             | 0,54                          | —    | 0,08                          | 0,57     | 99,86  |
| 12    | 2299   | 60,18            | 1,12             | 17,12                          | 3,26                           | 3,39  | 0,17 | 0,88    | 2,22  | 6,20              | 5,30             | 0,26                          | —    | 0,04                          | 0,42     | 100,54 |
| 13    | 2300   | 62,20            | 0,85             | 17,24                          | 1,74                           | 2,86  | 0,17 | He обн. | 1,48  | 6,30              | 6,13             | 0,17                          | —    | 0,14                          | 0,46     | 99,74  |
| 14    | 2242   | 42,88            | 3,75             | 14,51                          | 6,64                           | 8,90  | 0,25 | 7,28    | 11,61 | 2,84              | 0,34             | 0,12                          | —    | 0,18                          | 0,57     | 99,87  |
| 15    | 2234   | 44,34            | 2,50             | 15,97                          | 6,00                           | 7,89  | 0,17 | 6,22    | 11,12 | 3,16              | 0,56             | 0,35                          | —    | 0,18                          | 0,98     | 99,44  |
| 16    | 2237   | 45,62            | 0,30             | 20,83                          | 1,10                           | 5,81  | 0,11 | 11,02   | 10,62 | 2,40              | 0,26             | 0,08                          | —    | 0,24                          | 1,47     | 99,86  |
| 17    | 2233   | 46,00            | 0,95             | 18,63                          | 1,31                           | 6,73  | 0,11 | 11,02   | 10,87 | 2,62              | 0,32             | 0,15                          | —    | 0,14                          | 1,05     | 99,90  |
| 18    | 2244   | 48,28            | 3,68             | 13,63                          | 4,89                           | 9,52  | 0,44 | 4,26    | 5,93  | 4,90              | 2,02             | 1,12                          | —    | 0,20                          | 0,70     | 99,57  |
| 19    | 2243   | 49,94            | 2,63             | 14,29                          | 4,15                           | 7,97  | 0,28 | 4,44    | 8,15  | 4,54              | 1,99             | 0,60                          | —    | 0,28                          | 0,89     | 100,15 |
| 20    | 2245   | 50,08            | 3,20             | 14,82                          | 4,25                           | 8,20  | 0,28 | 3,92    | 6,18  | 5,10              | 2,38             | 0,68                          | —    | 0,22                          | 0,77     | 100,08 |
| 21    | 2241   | 52,56            | 2,68             | 15,42                          | 3,77                           | 6,42  | 0,31 | 2,84    | 6,42  | 5,20              | 2,34             | 0,63                          | —    | 0,30                          | 0,77     | 99,66  |
| 22    | 2238   | 55,04            | 2,45             | 14,42                          | 3,92                           | 5,65  | 0,31 | 1,78    | 4,69  | 5,94              | 4,20             | 0,78                          | —    | 0,28                          | 0,69     | 100,15 |
| 23    | 2246   | 57,40            | 1,75             | 16,94                          | 2,48                           | 4,57  | 0,22 | 1,05    | 3,33  | 6,20              | 4,50             | 0,45                          | —    | 0,12                          | 0,59     | 99,60  |
| 24    | 2239   | 59,12            | 1,25             | 18,09                          | 2,88                           | 3,33  | 0,14 | 0,89    | 3,11  | 6,70              | 4,12             | 0,40                          | —    | 0,16                          | 0,41     | 100,60 |
| 25    | 2240   | 60,00            | 1,60             | 17,96                          | 2,89                           | 3,10  | 0,11 | He обн. | 2,10  | 6,78              | 5,22             | 0,25                          | —    | 0,10                          | 0,40     | 100,51 |

## Средние составы сиенитов

|   |       |      |       |      |      |      |      |      |      |      |      |   |   |   |   |       |
|---|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|---|---|---|---|-------|
| А | 59,96 | 0,89 | 17,57 | 2,10 | 4,35 | 0,19 | 0,78 | 3,08 | 5,80 | 4,48 | 0,23 | — | — | — | — | 99,43 |
| Б | 61,97 | 0,89 | 17,34 | 1,79 | 2,62 | 0,15 | 1,14 | 2,02 | 6,63 | 4,80 | —    | — | — | — | — | 99,35 |
| В | 57,09 | 0,61 | 19,23 | 2,35 | 4,19 | 0,23 | 0,68 | 3,42 | 6,38 | 4,22 | 0,23 | — | — | — | — | 98,63 |

Примечание. Химические анализы выполнены в хим. лаб. ИГГ СО АН СССР (аналитик П. А. Сердюкова). Во всех пробах обнаружено около 0,02% Li<sub>2</sub>O. Кизирский массив: 1—9 — габбро, 10—13 — сиениты. Катунский массив: 14—25. Средние составы сиенитов: А — Кизирский массив (20 анализов; в выборку включены анализы из монографии А. П. Лебедева и О. А. Богатикова, 1963, из фондовой работы М. А. Казанцева и др., 1971, и данные этой таблицы); Б — Катунский массив (без учета нефелиновых сиенитов; Коваленко и Пополитов, 1970; среднее из 61 анализа); В — массив Б. Таскыла (Кривенко, 1973; среднее из 20 анализов).

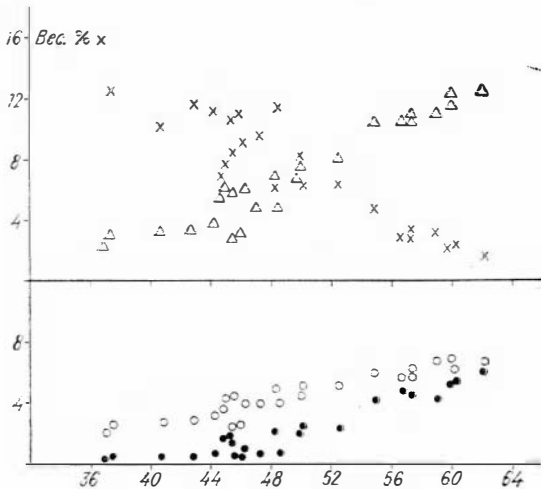


Рис. 27. Диаграмма Харкера для пород из зоны сопряжения габбро и сиенитов.

● —  $K_2O$ ; ○ —  $Na_2O$ ; △ —  $K_2O+Na_2O$ ; × —  $CaO$ .

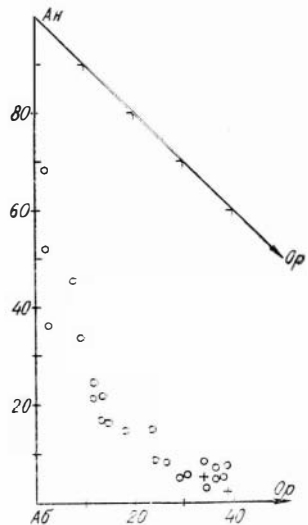


Рис. 28. Полевые шпаты из пород Катунского и Кизирского массивов (○), (+ — сиениты, по данным Лебедева и Богатикова, 1963).

определенного по биотитам из пород основного и щелочного состава (подробнее см. в первой главе работы). Косвенные данные о возрастной близости габбро и сиенитов могут быть получены из анализа формы крупной гранитной дайки, прорывающей породы Кизирского массива (см. рис. 2). Эта дайка, как было установлено в ходе геологического картирования, имеет форму купола. Трещины куполообразной формы, очевидно, могли возникнуть при остывании пород массива в результате сокращения их объема. Но дайка прорывает не только габбро, но и сиениты пика Грандиозного, примыкающие к ним с запада; следовательно, охлаждение габброидов и сиенитов происходило одновременно.

Сиениты Сисим-Казырского синклиория объединялись обычно в «сангиленский» или «лутагский» комплексы и считались наиболее молодыми среди палеозойских магматических пород района. Позднее было обнаружено, что подобные сиениты прорываются гранитами буюдзульского комплекса и, следовательно, являются додевонскими. Нами такие наблюдения выполнены в верховьях кл. Аржан и р. Аксуг. Впрочем, имеются данные, противоречащие этим наблюдениям. Исследование взаимоотношений сиенитов пика Грандиозного с гранитами Поселенкинского массива показало, что в приконтактной зоне, ширина которой около 300 м, крупнозернистые сиениты по мере приближения к контакту постепенно сменяются средне- и мелкозернистыми. Одновременно в них исчезает оливин и появляется кварц. Вблизи контакта в сиенитах нередко наблюдаются крупные ксенолиты гнейсовидных гранитов, достигающие в поперечнике нескольких метров. Форма ксенолитов неправильная, часто угловатая. Наличие зоны закалки в сиенитах и включения в них угловатых обломков гнейсовидных гранитов свидетельствует о более молодом возрасте сиенитов. Гнейсовидные граниты из ксенолитов содержат один полевой шпат антипертитового строения, сходный по облику и составу с полевым шпатом из сиенитов. Однако именно такие граниты наиболее характерны для Поселенкинского массива, который относится к буюдзульскому комплексу.

В юго-восточном контакте сиенитов Катунского массива с роговиками (в верховье правого истока р. Ингиш) наблюдалась полоса гнейсовидных гранитов мощностью около 200 м. Гнейсовидность в гранитах наиболее отчетлива в непосредственном контакте с роговиками и постепенно затухает по мере приближения к сиенитам. Переходы между гранитами и сиенитами обычно постепенные, но в одном случае наблюдалась брекчия, обломки которой представлены гранитами, а цементирующей массой является мелкозернистый сиенит.

Приведенные данные о взаимоотношении сиенитов и гранитов противоречивы и свидетельствуют, видимо, о недостаточной изученности как сиенитовых массивов, так и гранитов, объединяемых в буюдзюльский комплекс. Среди них могут оказаться интрузивные тела, разные по возрасту и геологическому положению, различить которые мы не в состоянии в силу их слабой изученности. Песочинским, однако, является то, что, по крайней мере, часть сиенитов генетически связана с габброндами, о чем свидетельствуют изложенные материалы по взаимоотношению этих пород.

## ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫЕ ИНТРУЗИИ

К этому типу отнесены габброндные интрузивные тела, в которых существенную роль играют ультраосновные породы, главным образом клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты, в меньшей степени верлиты. Из числа изученных нами интрузивов пироксенит-габбровым составом обладают два массива — горы Осередок (см. рис. 1) и Падунский, обнаруженные в ходе среднемасштабных геологических съемок и отнесенные соответственно к булкинскому и казырскому комплексам. Падунский массив не получил в результате этих работ сколько-нибудь детального петрографического описания. Массив Осередок, напротив, привлек к себе внимание геологов обнаруженной в его породах никелевой минерализацией. Здесь были организованы поисково-разведочные работы, причем изучались и магматические породы. Результаты этих исследований частично опубликованы (Зубкус, 1971). Массив Осередок трактуется в этой работе как представитель габбро-пироксенит-дунитовой формации, никелевая металлогеническая специализация которой общезвестна.

Нами оба интрузивных тела изучались летом 1969 г. Падунский массив представлял интерес в том отношении, что на его примере оказалось возможным выяснить возрастные отношения габброндов с гранитами ольховского комплекса, поскольку этот массив расположен в северном контакте одноименного гранитоидного плутона. Массив Осередок изучен более детально, поэтому особенности пироксенит-габбрового типа интрузивов рассматриваются на его примере. Полученные нами материалы позволяют по-иному рассматривать его формационную принадлежность и перспективы рудоносности.

### МАССИВ ОСЕРЕДОК

#### Геолого-петрографическая характеристика

Массив расположен в северной части Базибайского выступа среди пород вулканогенно-карбонатной толщи, условно относимой к кувайской серии (Pt). Форма массива в плане изометричная (рис. 29), площадь выхода интрузивных пород составляет около 15 км<sup>2</sup>. Интрузив сложен преимущественно габброндами, среди которых залегают линзообразные тела ультраосновных пород. Внутреннее строение массива концентри-

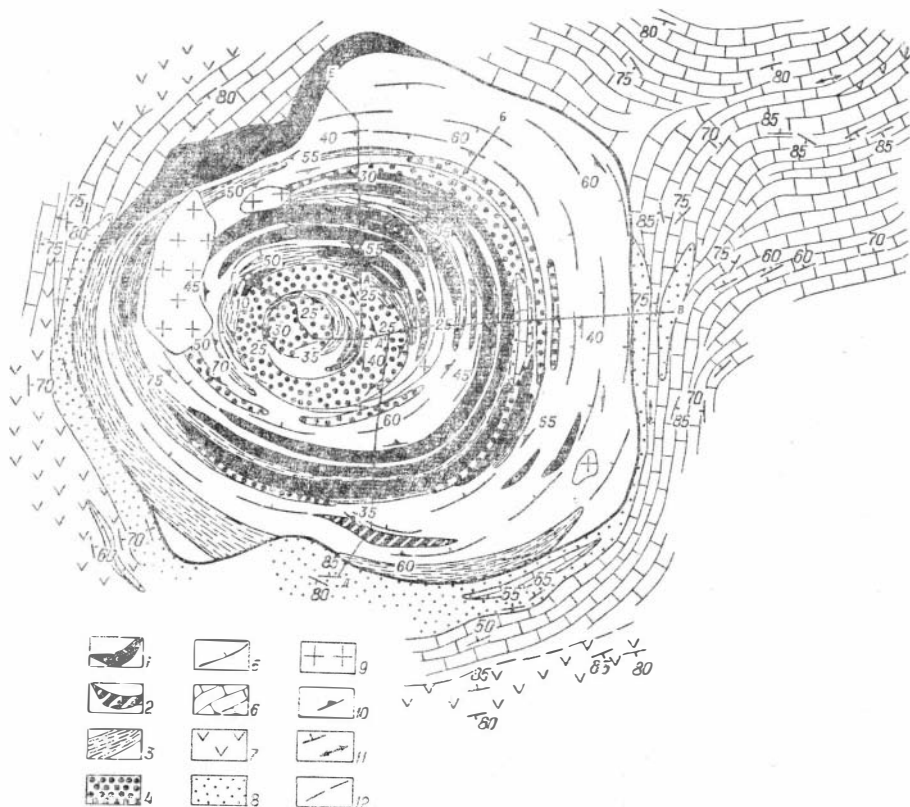


Рис. 29. Схема геологического строения массива Осередок.

1 — ультраосновные породы (клинопироксениты, верлиты); 2 — габбро-троктолиты; 3 — габбро; 4 — рудные габбро; 5 — оливиновые габбро; 6 — мраморизованные известняки, мраморы; 7 — хлоритизированные вулканогенные породы основного состава; 8 — роговики; 9 — биотитовые граниты, 10 — элементы залегания трахитоидности в габброидах; 11 — элементы залегания слоистости (а — наклонные, б — вертикальные); 12 — разрывные нарушения.

чески-зональное, что подчеркивается трахитоидностью габброидов и положением пироксеновых линз. Замеры трахитоидности выявили чашеобразную структуру, центр которой смещен к западу относительно геометрического центра интрузива. Углы падения трахитоидности в крайних частях массива равны 50—60°, в центре — 20—30°, иногда около 10°.

Габброиды и ультраосновные породы секутся многочисленными дайками и штокообразными телами биотитовых гранитов. Мощность даек обычно незначительная и измеряется первыми метрами. В большинстве случаев дайки занимают секущее положение по отношению к планпараллельным текстурам габброидов. Одна из самых крупных гранитных даек образует полукольцо и опоясывает структурный центр интрузива, обнаруживая на значительном протяжении согласную (в плане) ориентировку с трахитоидностью в габбро. Однако контакты этой дайки имеют крутое падение (около 70°) от центра массива, в то время как падение трахитоидности габброидов направлено к центру.

Вмещающие породы в районе массива Осередок образуют синклиналию складку с сильно сжатым замком (см. рис. 29). Крылья складки около интрузивного тела расходятся, и полосчатость в известняках и сланцах как бы обтекает массив, располагаясь параллельно его контактам. Падение слоистости по мере приближения к контакту становится круче и непосредственно около него обычно близко к вертикальному. Это свидетельствует, видимо, о вертикальном положении контактовой поверхности массива Осередок.

Известняки близ контакта с габброидами превращены в белые крупнокристаллические мраморы, среди которых часто встречаются разности с многочисленными округлыми скоплениями серпентина. Судя по форме серпентиновых обособлений, они представляют собой псевдоморфозы по форстериту, однако реликтов оливина обнаружено не было. Порфириты и сланцы в зоне контакта превращены в роговики — большей частью амфибол-плаггиоклазовые, и только непосредственно у контакта отмечены пироксен-плаггиоклазовые роговики, иногда с оливином. Мощностъ зоны пироксеновых роговиков незначительна и измеряется первыми десятками метров. Среди роговиков часто встречаются диоритоподобные породы, состоящие главным образом из плаггиоклаза и зеленой роговой обманки. Иногда в них отмечается биотит, коричневый амфибол, хлорит, калиевый полевой шпат, кварц, сфен. Геологическое положение их осталось невыясненным. Предполагается, что они представляют собой продукт перекристаллизации роговиков.

В пределах массива среди габброидов часто встречаются ксенолиты пироксеновых роговиков и мраморов с включениями серпентина. Ксенолиты обычно имеют удлиненную форму и ориентированы согласно с трахитоидностью габброидов.

Среди габброидов в массиве Осередок преобладают оливиновые габбро, габбро-троктолиты, габбро и рудные габбро. В небольшом количестве присутствуют лабрадориты, габбро-лабрадориты, габбро-пироксениты, троктолит-верлиты и крайне редко — габбро-нориты. Это главным образом мелко- и среднезернистые породы с отчетливо выраженной ориентировкой минералов. Встречающиеся иногда скопления темноцветных минералов имеют линзообразную форму и подчеркивают трахитоидность породы. Кроме главных пороодообразующих минералов (плаггиоклаза, моноклинного пироксена и оливина), в габброидах постоянно присутствуют титаномagnetит и ильменит, довольно часто в небольших количествах отмечаются коричневая роговая обманка типа керсутита, биотит и апатит. Распространенность этих минералов в породах основного состава показана на рис. 30.

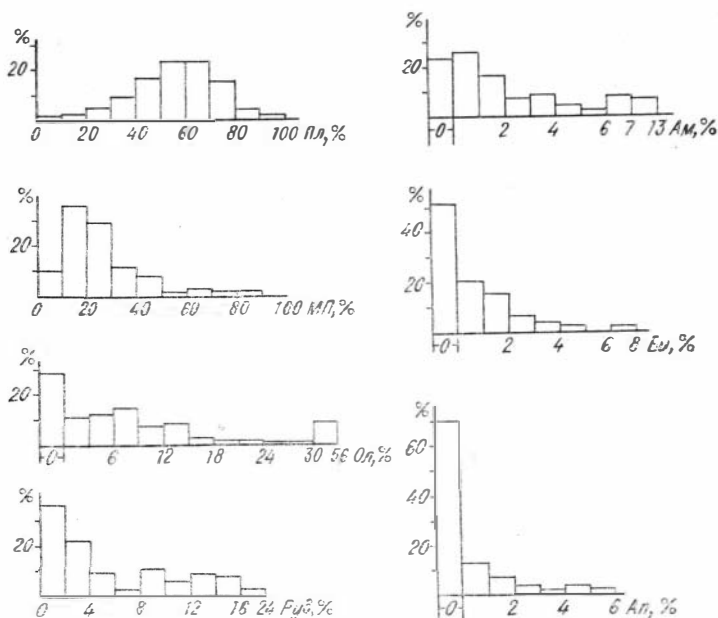


Рис. 30. Частота встречаемости различных содержаний минералов в габброидах массива Осередок (по результатам 118 подсчетов в шлифах).



Плагиоклаз и моноклиный пироксен присутствуют во всех породах; количество их варьирует в широких пределах. Наиболее распространены породы, содержащие 50—70% плагиоклаза и 10—30% моноклиного пироксена. Обращает на себя внимание широкое развитие пород с оливином (около 70%).

Рудные минералы — титаномагнетит и ильменит — присутствуют во всех породах, чаще всего в небольших количествах. Однако около 30% габброидов содержит более 8% рудных минералов. Водные силикаты — биотит и коричневый титанистый амфибол — порознь или вместе встречаются во многих породах, но количество их невелико и редко превышает 5—6%. Апатит в виде единичных кристаллов можно обнаружить практически в каждом образце габброидов; количество его часто так незначительно, что при подсчете минерального состава он не фиксируется. В некоторых же разновидностях габброидов апатит играет более существенную роль: приблизительно 18% пород содержат этот минерал в количестве от 1 до 6%.

Оливиновые габбро наиболее распространены среди пород основного состава. Соотношение минералов в них колеблется широко (табл. 14), но преобладают мезократовые разности с чаще встречающимся количеством плагиоклаза от 50 до 70%. Нередко попадаются лейкократовые оливиновые габбро, переходящие в оливиновые габбро-лабрадориты с содержанием плагиоклаза до 87%. Структура породы определяется взаимоотношением плагиоклаза, оливина и моноклиного пироксена, которые в большинстве случаев обладают одинаковым идиоморфизмом. В породах приконтактной зоны плагиоклаз часто образует идиоморфные пластинчатые кристаллы, а более мелкие зерна оливина и пироксена размещаются в промежутках между ними, обуславливая долеритовую структуру. В некоторых случаях моноклиный пироксен ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и оливину и содержит включения этих минералов.

Состав плагиоклаза колеблется от андезина № 44 до битовнита № 70—72. Железистость оливина меняется от 25 до 45%. На структуру породы состав этих минералов не оказывает заметного влияния. Моноклиный пироксен представлен богатым кальцием титанистым авгитом с содержанием  $Al_2O_3$  3,0—3,5% и  $TiO_2$  около 1,4%; железистость его составляет обычно 20—30%. Рудные минералы представлены ильменитом и титаномагнетитом, суммарное количество которых достигает 4—5%. Ильменит в отраженном свете однороден, в титаномагнетите обнаруживаются короткие пластинчатые выделения шпинели и более удлиненные — ильменита. Рудные минералы отчетливо ксеноморфны по отношению к плагиоклазу, оливину и пироксену и сами замещаются биотитом и коричневым амфиболом, которые обычно образуют вокруг них реакционные каймы. Биотит и коричневый амфибол являются самыми поздними минералами оливиновых габбро и присутствуют в небольших количествах. Из них гораздо чаще встречается биотит, амфибол же более редок (см. табл. 14). Коричневый амфибол по составу приближается к керсутиту и, судя по химическим анализам, содержит 4,3—4,7% двуокиси титана. Биотит обладает красно-коричневой окраской и необычно большим углом оптических осей (до 30°). По составу он оказался еще богаче титаном, чем ассоциирующий с ним амфибол (6,2—6,5%). Характерными аксессуарными минералами оливиновых габбро являются апатит и пирротин. Количество апатита достигает иногда 1,5—2,0%. Он образует чаще всего четко ограниченные короткопризматические кристаллы, а в породах с долеритовой структурой встречены ксеноморфные зерна апатита, заполняющие промежутки между удлиненными пластинчатыми кристаллами плагиоклаза. Пирротин присутствует в виде рассеянной тонкой вкрапленности в силикатах (сотые доли %).

## Количественный минеральный состав габброидов массива Осередок

| № обр.  | Пл   | Ол   | МП   | ТМ, Ил | Ам   | Бн  | Ап  | % Ан в Пл | f Ол |
|---|------|------|------|--------|------|-----|-----|-----------|------|
| <i>Оливиновое габбро</i>                          |      |      |      |        |      |     |     |           |      |
| 3246  | 82,3 | 4,2  | 6,7  | 2,1    | —    | 3,1 | 1,6 | 46        | 54   |
| 701   | 79,5 | 5,0  | 12,0 | 2,0    | —    | 1,0 | 0,5 | 51        | 41   |
| 3181  | 78,2 | 6,2  | 13,5 | 0,7    | 0,4  | 1,0 | —   | 45,7*)    | 46,5 |
| 3248  | 77,8 | 3,2  | 13,4 | 2,9    | —    | 2,7 | —   | 49        | 39   |
| 700   | 72,0 | 8,0  | 17,0 | 2,0    | —    | 1,0 | —   | 49,5      | 43   |
| 3180  | 69,6 | 10,5 | 16,6 | 1,2    | 0,2  | 1,9 | —   | 50,5      | 35,5 |
| 3241  | 69,0 | 10,9 | 9,9  | 0,6    | 8,9  | —   | 0,7 | 68        | 30   |
| 3251  | 66,4 | 14,3 | 14,2 | 1,9    | —    | 2,3 | 0,9 | 44        | 42,5 |
| 703a  | 58,0 | 20,0 | 16,0 | 1,0    | —    | 4,0 | 1,0 | 50        | 37,5 |
| 3194  | 49,2 | 23,1 | 23,0 | 4,1    | 0,5  | 0,1 | —   | 52        | 32   |
| <i>Габбро-троктолиты и троктолит-верлиты</i>      |      |      |      |        |      |     |     |           |      |
| 3176  | 66,1 | 15,5 | 11,7 | 3,2    | —    | 2,9 | 0,6 | 48        | 43   |
| 3179  | 65,7 | 16,2 | 13,7 | 2,7    | 0,3  | 1,4 | —   | 48        | 37,5 |
| 230   | 64,0 | 21,0 | 11,3 | 1,2    | 1,5  | 1,0 | —   | 70        | 25   |
| 171   | 58,3 | 29,3 | 9,1  | 0,9    | 1,0  | 1,4 | —   | 66        | 23   |
| 685-1в-1  | 36,0 | 46,0 | 15,0 | 2,5    | 0,5  | —   | —   | 62        | 26,5 |
| 685-1б  | 34,0 | 51,0 | 10,0 | 5,0    | —    | —   | —   | 64        | —    |
| 3178  | 35,9 | 46,9 | 11,8 | 2,8    | —    | 2,6 | —   | 43,8*)    | 31,5 |
| 257   | 35,0 | 40,0 | 20,0 | 1,0    | —    | 4,0 | —   | 47        | 26,5 |
| 3177  | 32,8 | 34,4 | 22,6 | 2,6    | —    | 7,6 | —   | 50        | 35   |
| 685-1a  | 25,0 | 49,0 | 25,0 | 0,5    | 0,5  | —   | —   | 58,6*)    | 22,5 |
| L-17  | 13,2 | 55,3 | 25,0 | 2,0    | —    | 4,5 | —   | 52        | 29   |
| <i>Рудные габбро (оливиновые и безоливиновые)</i> |      |      |      |        |      |     |     |           |      |
| 3202  | 60,1 | 8,4  | 13,8 | 9,2    | 6,8  | —   | 1,7 | 56        | 27   |
| 3199  | 56,1 | 7,0  | 15,5 | 8,5    | 11,7 | —   | 1,2 | 52,4*)    | 31   |
| 3206  | 53,9 | 8,2  | 12,0 | 12,0   | 11,1 | —   | 2,8 | 55,2*)    | —    |
| 3200  | 49,1 | 7,5  | 22,2 | 14,3   | 5,9  | —   | 1,0 | 54        | 32   |
| 697   | 48,0 | 7,0  | 26,5 | 13,0   | 0,5  | —   | 5,0 | 50        | 36,5 |
| 686   | 34,0 | 18,0 | 27,5 | 15,0   | 0,5  | —   | 5,0 | 50        | 36,5 |
| 687   | 57,0 | —    | 31,0 | 9,0    | 3,0  | —   | —   | 57        | —    |
| 695   | 51,0 | —    | 33,0 | 14,9   | —    | 1,0 | 0,1 | 45        | —    |
| 696   | 45,0 | —    | 30,9 | 24,0   | 0,1  | —   | —   | 50,5      | —    |
| 225   | 40,0 | —    | 45,0 | 11,3   | 3,7  | —   | —   | 56        | —    |
| <i>Анортозиты, габбро, габбро-пироксениты</i>     |      |      |      |        |      |     |     |           |      |
| 173   | 93,2 | —    | 0,05 | 0,05   | 6,0  | —   | 0,7 | 65,5      | —    |
| 687a  | 82,0 | —    | 12,0 | 4,0    | 2,0  | —   | —   | 59        | —    |
| 696a  | 67,0 | —    | 28,0 | 2,0    | 1,0  | —   | 2,0 | 54        | —    |
| 3272  | 55,0 | —    | 38,3 | 4,1    | 2,6  | —   | —   | 55,7*)    | —    |
| 684-1a  | 46,0 | —    | 46,0 | 2,0    | 6,0  | —   | —   | 56        | —    |
| 680   | 40,0 | —    | 56,0 | 1,0    | 3,0  | —   | —   | 69        | —    |
| 682-1   | 25,0 | —    | 72,0 | 1,0    | 1,5  | —   | 0,5 | 76,5      | —    |
| 692б  | 24,2 | —    | 74,3 | 0,1    | 1,4  | —   | —   | 57        | —    |
| 692в  | 13,0 | —    | 86,5 | 0,2    | 0,3  | —   | —   | 83        | —    |
| 693б  | 9,0  | —    | 87,0 | 1,0    | 3,0  | —   | —   | 68,3*)    | —    |

\*) Состав плагиоклаза рассчитан по результатам химического анализа (см. табл. 16).

Текстура оливиновых габбро благодаря ориентированному положению табличек плагиоклаза планпараллельная. Темноцветные минералы образуют более мелкие изометричные зерна, но они часто вытягиваются в виде полосок, что подчеркивает трахитоидность породы. Кроме того, темноцветные минералы часто образуют в оливиновых габбро гломерозернистые агрегаты, имеющие форму линз, положение которых согласуется с ориентировкой плагиоклаза.

Габбро-троктолиты представляют собой разновидность оливиновых габбро, в которых оливин преобладает над остальными темноцветными минералами. Эти породы слагают среди оливиновых габбро изолированные слои и линзы мощностью до 100 м, причем большая часть их приурочена к периферической зоне интрузива. Среди габбро-троктолитов наряду с мезократовыми разновидностями, содержащими 70—50% плагиоклаза, существенную роль играют меланократовые, количество плагиоклаза в которых опускается до 25% (см. табл. 14).

Оливин в габбро-троктолитах часто идиоморфен по отношению к плагиоклазу и моноклинному пироксену. Иногда отмечается одинаковый идиоморфизм оливина и плагиоклаза, в то время как моноклинный пироксен ксеноморфен и содержит включения этих минералов. По составу плагиоклаз, оливин и пироксен такие же, как в оливиновых габбро. Титаномагнетит и ильменит ксеноморфны, причем ильменит преобладает над титаномагнетитом. Последний представлен, видимо, слаботитанистой разновидностью — судя по небольшому количеству пластинчатых вросков ильменита в нем. Биотит и амфибол по составу сходны с этими минералами из оливиновых габбро; среди габбро-троктолитов также более распространены породы с биотитом, чем с амфиболом. Содержание  $TiO_2$  в биотите здесь еще более высокое и достигает 9,6%. Апатит для габбро-троктолитов не характерен, содержание же пирротина, напротив, несколько повышенное, хотя измеряется сотыми долями %.

Для габбро-троктолитов еще более, чем для оливиновых габбро, типична гломерозернистая текстура, обусловленная кучным расположением темноцветных минералов. Скопления оливина, пироксена и рудных минералов полностью лишены плагиоклаза или содержат его в виде единичных ксеноморфных зерен.

Троктолит-верлиты тесно связаны с габбро-троктолитами, слагая среди них участки и прослои и являясь, по сути, их меланократовой разновидностью. Микроскопические участки троктолит-верлитов можно обнаружить в любом шлифе габбро-троктолитов, обладающих гломерокристаллической текстурой, иногда же они образуют сравнительно крупные тела. Естественно, что по структурным и минеральным особенностям те и другие очень близки.

Рудные габбро объединяют группу пород, в которых содержание титаномагнетита и ильменита превышает 8%, что принято нами исходя из особенностей распределения титаномагнетита и ильменита. На соответствующей диаграмме (см. рис. 30) хорошо заметен минимум в содержании рудных минералов, отвечающий 7—8%.

Количество рудных габбро в массиве Осередок составляет около 30% от всех габброидов. Они распространены главным образом в центре массива, образуя также несколько прослоев в средней части радиальных разрезов. Среди крупных габбро преобладают породы с оливином; количество плагиоклаза в них 30—65%, состав его отвечает кислому лабрадору и андезину (40—60% Ан). Характерно, что пород с более основным плагиоклазом среди рудных габбро не встречено. Пироксен, как и в других габброидах массива, представлен титанистым авгитом. Содержание в них ильменита и титаномагнетита достигает 24%. Ильменит оптически однороден, в титаномагнетите постоянно присутствуют пластинчатые выделения шпинели и более тонкие — ильменита. Последние иногда различаются с трудом, но отчетливо видны после травления аншлифа соляной кислотой.

Структура пород типично габбровая (благодаря одинаковому идиоморфизму плагиоклаза, оливина и авгита), на отдельных участках сидеронитовая. Несмотря на то, что рудные минералы слагают ксеноморфные зерна, мелкие включения их часто присутствуют в силикатах,

особенно в пироксене, реже — в оливине и плагиоклазе. Видимо, кристаллизация всех этих минералов большей частью происходила одновременно.

В рудных габбро широко развит апатит (до 5—6%). Богатые апатитом породы встречаются именно среди рудных габбро. Апатит встречается в виде мелких призматических кристаллов и часто ассоциирует с рудными минералами, образуя в них многочисленные включения. Еще одной особенностью рудных габбро является существенное преобладание среди них амфиболсодержащих разностей, в то время как породы с биотитом крайне редки. Амфибол, как обычно, является наиболее поздним, образует реакционные каймы вокруг рудных минералов и железомagneзиальных силикатов и по составу приближается к керсутиту с содержанием двуоксида титана более 4%.

Г а б б р о играют заметную роль в строении массива и приурочены главным образом к его периферической зоне (см. рис. 29). Это преимущественно крупнозернистые породы с типичной аллотриоморфнозернистой структурой. Количественные соотношения главных породообразующих минералов — плагиоклаза и титанистого авгита — варьируют в широких пределах, и соответственно могут быть выделены меланократовые габбро, связанные с габбро-пироксенитами, а также лейкогаббро, дающие переходы к габбро-лабрадоритам. Второстепенные минералы этих пород представлены титаномагнетитом, ильменитом, коричневым титанистым амфиболом и очень редко биотитом. Структурные взаимоотношения минералов и особенности состава такие же, как и в других породах массива.

Г а б б р о - п и р о к с е н и т ы представляют собой крупнозернистые породы и распространены в пределах массива ограниченно. Встречаются они на контактах с ультраосновными телами и являются переходными породами от габбро к пироксенитам. По ряду признаков габбро-пироксениты находятся ближе к габбро, чем к ультраосновным породам. В них, в частности, заметна трахитоидность, пироксен представлен титанистым авгитом, близким по составу к этому же минералу в габбро. Структура габбро характеризуется большим идиоморфизмом пироксена по отношению к плагиоклазу. Из второстепенных минералов наиболее обычен коричневый амфибол.

Г а б б р о - л а б р а д о р и т ы и л а б р а д о р и т ы также относительно редки. Первые связаны переходами с лейкогаббро и образуют среди них прослойки. Вторые встречаются в виде линз и слоев с резкими контактами. Мощность лабрадоритовых прослоев не превышает 0,5 м. Плагиоклаз в них такой же, как в окружающих габбро, т. е. обычно № 50—60. Темноцветные минералы представлены авгитом, биотитом и коричневым амфиболом, причем последний часто преобладает. По отношению к плагиоклазу амфибол резко ксеноморфен.

Г а б б р о - н о р и т ы встречаются в единичных образцах и являются для массива Осередок породами экзотическими. Ромбический и моноклинный пироксены в них обладают одинаковым идиоморфизмом. Железистость ромбического пироксена около 37%. Водные силикаты представлены зеленым амфиболом и биотитом, образующими каймы вокруг пироксенов. Интересный образец оливинового норита, отобранный в юго-западной части массива, обнаружен в коллекции И. М. Волохова. Ромбический пироксен в этой породе слагает реакционные каймы вокруг оливина, коричневый амфибол и биотит окаймляют пироксен.

Ультраосновные породы массива Осередок представлены клинопироксенитами с подчиненным количеством верлитов. По текстурно-структурным особенностям эти породы существенно отличаются от габброидов своей крупнозернистостью, полным отсутствием ориентировки минералов, неравномерным распределением плагиоклаза и апатита, а также обилием гнезд кальцит-эпидот-уралитового состава, что обус-

## Количественный минеральный состав некоторых ультраосновных пород массива Осередок

| № обр.  | МП   | Ап   | Пл     | Ол   | Шп*  | Рудн. ** | Ам   | Сф  |
|---|------|------|--------|------|------|----------|------|-----|
| <i>Плагиоклаз-апатитовые клинопироксениты</i> |      |      |        |      |      |          |      |     |
| 3190  | 83,4 | 4,4  | 6,0    | —    | —    | 0,5      | 5,3  | 0,4 |
| 3191  | 71,7 | 3,9  | 8,2    | —    | —    | 4,3      | 11,5 | 0,4 |
| 3242  | 92,8 | 2,6  | 0,9    | —    | —    | 1,0      | 2,7  | —   |
| 681-1   | 82,5 | 0,5  | 5,0    | —    | —    | 1,0      | 11,0 | —   |
| 684а  | 80,0 | —    | 9,0    | —    | —    | 3,0      | 8,0  | —   |
| 696в  | 83,0 | 14,0 | Ед. з. | —    | —    | 1,0      | 2,0  | —   |
| <i>Оливиновые пироксениты</i>                 |      |      |        |      |      |          |      |     |
| 3193  | 67,3 | —    | 1,8    | 10,5 | —    | 0,1      | 20,3 | —   |
| 681-12***                                     | 76,0 | —    | 4,0    | 8,0  | 3,0  | —        | 5,0  | —   |
| 683а  | 75,0 | —    | 4,0    | 10,0 | —    | —        | 11,0 | —   |
| 684   | 88,0 | —    | Ед. з. | 12,0 | —    | —        | —    | —   |
| 684г  | 60,0 | —    | »      | 30,0 | —    | —        | 10,0 | —   |
| 685   | 60,0 | —    | —      | 38,0 | 2,0  | Ед. з.   | —    | —   |
| 686б  | 54,0 | —    | —      | 30,0 | 14,0 | —        | 2,0  | —   |
| 693в  | 75,0 | —    | 2,0    | 14,0 | 2,0  | —        | 7,0  | —   |
| 694   | 76,0 | —    | —      | 5,5  | 11,0 | —        | 7,5  | —   |
| <i>Верлит</i>                                 |      |      |        |      |      |          |      |     |
| 3232  | 38,9 | —    | —      | 46,5 | 10,0 | —        | 4,6  | —   |

\* Включая хромшпинелиды

\*\* Рудные минералы: магнетит, титаномагнетит, ильменит, сульфиды.

\*\*\* Содержит 4% биотита.

ловливает их своеобразный «пестрый» облик. Бесполовошпатовые разновидности ультраосновных пород обычно мелкозернисты, массивны, но и среди них встречаются участки с крупными кристаллами пироксена и роговой обманки, иногда мелкие гнезда кальцита и сфена. По минеральным особенностям различаются плагиоклаз-апатитовые клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты с плагиоклазом или хромшпинелидом, роговообманковые верлиты с зеленой шпинелью.

Среди ультраосновных пород массива преобладают плагиоклаз-апатитовые клинопироксениты, сложенные преимущественно высокоглиноземистым титан-авгитом с отчетливой кремовой окраской. Иногда в породе присутствует бесцветный или зеленый клинопироксен, развивающийся по титан-авгиту. Плагиоклаз содержится в количестве от единичных зерен до 10% (табл. 15), ксеноморфны по отношению к пироксену или образует в нем мелкие вроски неправильной формы. Иногда наблюдались закономерные сростания пироксена и плагиоклаза. Состав плагиоклаза отвечает кислому лабрадору (50—55 Ан), но встречаются также более основные плагиоклазы с 60—62% Ан и более кислые с 37—40% Ан. Апатита в пироксенитах от долей до 10% и более. Коричневая роговая обманка обычно развивается по титан-авгиту. Рудных минералов — ильменита и титанистого магнетита — мало. По отношению к титан-авгиту эти минералы ксеноморфны и часто бывают окружены каймой бурой роговой обманки. В виде мелких включений в силикатах встречаются пирротин, пирит и халькопирит.

Особенностью плагиоклаз-апатитовых пироксенитов является постоянное присутствие в них гнездообразных обособлений сфена, кальцита, эпидота, скаполита, хлорита. Здесь же встречаются мусковит и слабоокрашенный биотит, характерны тонкозернистые хлорит-карбонатные агрегаты. Все эти минералы обычно за пределами гнездообразных обособлений не встречаются. Вокруг таких обособлений титан-авгит часто замещается бесцветным клинопироксеном, а последний — уралитом.

Коричневая роговая обманка также замещается уралитовой, а плагиоклаз — соссюритом.

Плагиноклазодержащие оливиновые пироксениты близки по особенностям состава к рассмотренным клинопироксенитам и отличаются от них главным образом присутствием оливина (см. табл. 15), в виде мелких округлых или идиоморфных зерен, включенных в более крупные кристаллы титан-авгита. Судя по измерениям показателей преломления, железистость оливина колеблется от 10 до 28%. Остальные минералы идентичны минералам плагиноклаз-апатитовых клинопироксенитов. Пироксен здесь также представлен титан-авлитом, роговая обманка — бурой резко плеохроной, видимо, титанистой разновидностью. Особенностью этих пород является небольшое содержание в них плагиноклаза и почти полное отсутствие апатита. Рудные минералы отмечаются в виде мелких единичных зерен и представлены ильменитом, титаномагнетитом, пирротинном и халькопиритом.

Оливиновые пироксениты с хромшпинелидом образуют линзы и неправильной формы участки среди плагиноклаз-апатитовых пироксенитов. Это мелкозернистые породы, главным минералом которых является титан-авгит, обладающий иногда яркой кремовой окраской и заметным плеохроизмом. По данным химического анализа, содержание  $TiO_2$  в таких пироксенах достигает 4,4%. Оливин и хромшпинелид образуют включения в более крупных кристаллах титан-авгита. Железистость оливина колеблется от 9 до 22%. Хромшпинелид образует идиоморфные зерна, часто квадратного сечения, однако по отношению к оливину он ксеноморфен. В шлифах хромшпинелид непрозрачен, лишь иногда в краях зерен слабо просвечивает и окрашен в густой зеленый цвет. Встречаются оливиновые пироксениты, в которых хромшпинелид представлен прозрачной зеленой разновидностью. В отраженном свете в некоторых хромшпинелидах наблюдались мелкие включения магнетита, часто округлой формы, напоминающие «эмульсионные» выделения, образующиеся при распаде твердых растворов. Роговая обманка представлена слабо-коричневой разновидностью, ксеноморфна по отношению к титан-авгиту и развивается по нему.

В оливиновых пироксенитах встречаются гнезда эпидота, сфена, кальцита и зеленой роговой обманки. Размеры и количество таких гнезд значительно меньше, чем в плагиноклаз-апатитовых пироксенитах.

Верлиты тесно связаны с оливиновыми пироксенитами, содержащими хромшпинелид, и отличаются от них большим содержанием оливина. Хромшпинелид в верлитах обычно представлен прозрачной зеленой разновидностью, образующей идиоморфные включения в титан-авгите, но отчетливо ксеноморфной по отношению к оливину. Для верлитов характерно постоянное присутствие слабоокрашенной коричневой роговой обманки и мелких включений карбоната и хлорита.

### Породообразующие минералы

Плагиноклаз — наиболее распространенный минерал, присутствующий во всех габброндах и многих пироксенитах. По составу он меняется от битовнита до андезина (рис. 31). В габбро преобладают лабрадоры, особенно кислые из разности, с содержанием анортита 55—50%. Андезин с содержанием анортита 45% и меньше, а также битовнита, сравнительно редки. В целом распределение плагиноклазов разного состава в габброндах приближается к нормальному. В пироксенитах также наиболее распространены лабрадоры № 55—50, но в этих породах более существенную роль играют битовниты, и распределение плагиноклазов разного состава отчетливо бимодально.

Зональность плагиноклазов в габброндах слабая и достигает 10% лишь в породах из приконтактной зоны массива. В пироксенитах,

Состав плагиоклазов из габброидов массива Осередок

| № обр. | Результаты химического анализа, (вес. %) |                   |                  | Состав плагиоклазов, (мол. %) |      |     |
|--------|--|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-----|
|        | CaO                                      | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Ан                            | Аль  | Ор  |
| 3178   | 8,91                                     | 5,68              | 1,00             | 43,8                          | 50,4 | 5,8 |
| 3181   | 9,39                                     | 5,60              | 0,92             | 45,7                          | 49,0 | 5,3 |
| 3199   | 10,67                                    | 5,18              | 0,32             | 52,4                          | 45,7 | 1,9 |
| 3206   | 11,17                                    | 4,80              | 0,33             | 55,2                          | 42,8 | 2,0 |
| 3272   | 11,17                                    | 4,68              | 0,38             | 55,7                          | 42,1 | 2,2 |
| 685-1а | 11,92                                    | 4,44              | 0,33             | 58,6                          | 39,4 | 2,0 |
| 6936   | 13,81                                    | 3,40              | 0,26             | 68,3                          | 30,2 | 1,5 |

Примечание. Анализы выполнены в хим. лаб. ИГГ СО АН (аналитик Е. Н. Жукова). Во всех пробах обнаружено 0,01 Li<sub>2</sub>O. Минеральный состав пород, из которых анализировались полевые шпаты, см. в табл. 14.

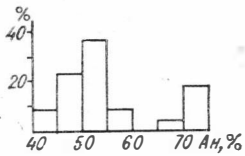
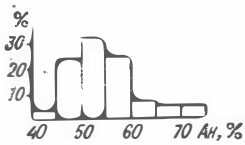


Рис. 31. Частота встречаемости плагиоклаза разного состава в породах массива Осередок (вверху — для габброидов по 152 замерам, внизу — для клинопироксенитов по 22 замерам).

паоборот, состав плагиоклаза очень неоднороден. Иногда в одном образце наряду с битовнитом № 75—80 присутствует андезит № 37—40.

В табл. 16 приведены результаты химического анализа плагиоклазов из габброидов. Характерно, что с уменьшением основности плагиоклазов в них, как и в плагиоклазах Кизирского массива, возрастает содержание ортоклазового компонента.

Моноклинный пироксен встречается во всех магматических породах массива. Железистость пироксенов из габброидов определялась путем измерения показателей преломления в иммерсии по диаграмме, составленной для сиенит-габбровой формации (Кривенко, Орлов, 1972). Оказалось, что состав пироксенов довольно однообразен, железистость их колеблется главным образом от 20 до 35% (рис. 32). Определить по оптическим свойствам состав моноклиновых пироксенов из ультраосновных пород массива оказалось затруднительным. Измерения в иммерсии показали, что эти пироксены обладают относительно высоким светопреломлением, которое достигало 1,710—

1,710—

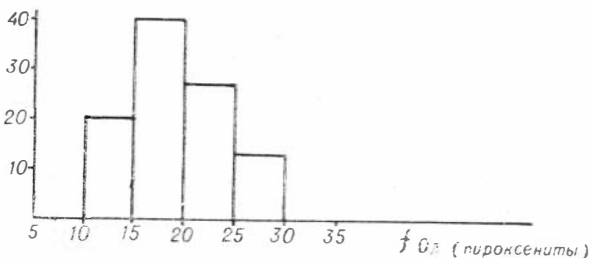
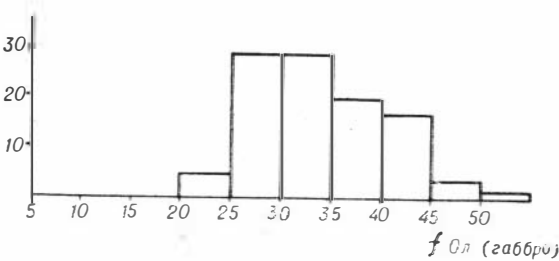
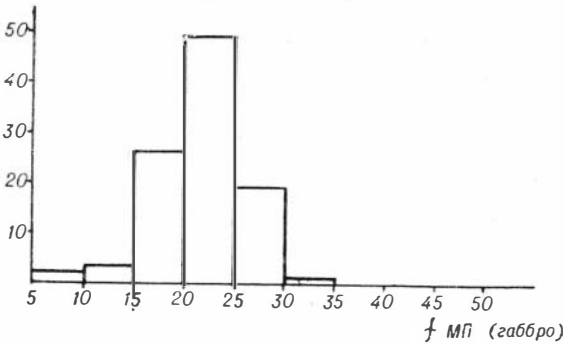


Рис. 32. Частота встречаемости пироксенов и оливинов разной железистости в породах массива Осередок.

1,717 для  $Np$  и 1,730—1,742 для  $Ng$ . Железистость пироксенов, определенная по этим данным, должна соответствовать 50—65%, что плохо увязывается с магнезиальным составом оливинов из этих же пород. Яркая кремевая окраска пироксенов из многих ультраосновных пород наводила на мысль о высокой титанистости этих минералов.

Химические анализы пироксенов из разных пород массива Осередок (табл. 17) пересчитаны на 6 атомов кислорода (согласно формуле минерала). Сумма катионов во всех случаях близка к 4, что говорит о хорошем качестве анализов. Пироксены из габброидов оказались типичными титанистыми авгитами, сходными по составу с пироксенами Кизирского массива (рис. 33). Пироксены из ультраосновных пород существенно отличаются от них более высоким содержанием титана и особенно алюминия. Характерна высокая степень окисленности железа в этих минералах. Особенности состава пироксенов из ультраосновных пород массива говорят, видимо, о том, что условия кристаллизации их были иными, чем в габбро.

В табл. 17 приведены результаты исследования зональных пироксенов из габброидов массива Осередок на микрозонде. Зональность пироксенов в этих породах очень слабая; только в двух образцах, отобранных из периферической зоны интрузива, удалось обнаружить небольшие колебания в составе пироксенов. С увеличением железистости минералов в них возрастает содержание алюминия и кальция. Направление, в котором происходит изменение состава пироксенов в ходе кристаллизационной дифференциации, показано на рис. 33 стрелками.

Существует зависимость между составом пироксенов и плагиоклазов: с уменьшением основности плагиоклаза железистость пироксена возрастает, а количество глинозема уменьшается.

Железистость оливина в габброидах массива колеблется от 20 до 47%, причем наиболее широко распространены оливины с  $f=25$ —35% (см. рис. 32). В ультраосновных породах оливины более магне-

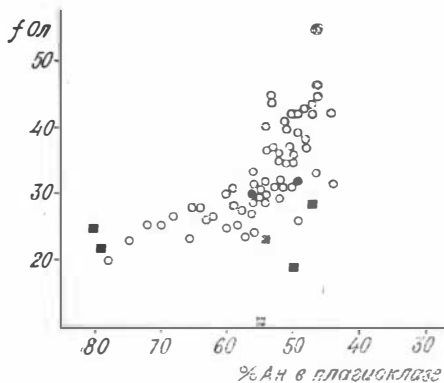
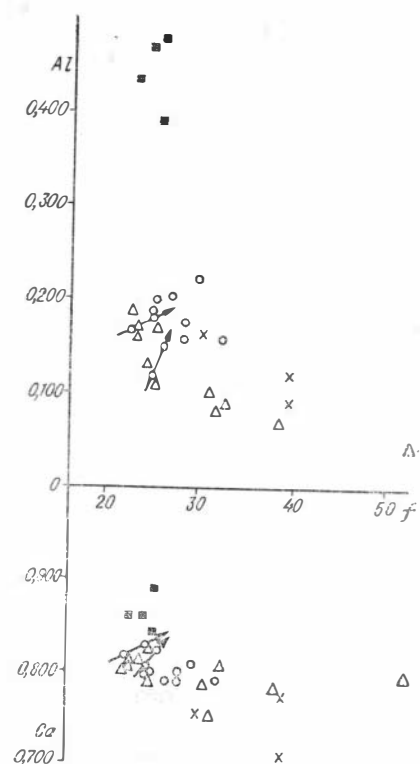


Рис. 34. Соотношение железистости оливина и основности плагиоклаза в габброидах (кружки) и пироксенитах (темные квадраты) массива Осередок.

Рис. 33. Состав моноклиновых пироксенов: треугольники — из пород Кизирского массива, светлые кружки — из габброидов массива Осередок, темные квадраты — из пироксенитов массива Осередок, крестики — из пород Канатикского массива. Стрелки показывают тенденции в изменении состава зональных пироксенов.



## Химический состав моноклинных

| Компонент                      | Ол. габбро |       | Габбро-троктолиты |        |        | Рудные габбро        |        |
|--------------------------------|------------|-------|-------------------|--------|--------|----------------------|--------|
|                                | 3181       | 3248* | 3177*             | 3178   | 685-1а | 3199                 | 3206   |
| SiO <sub>2</sub>               | 49,96      | 50,75 | 50,63             | 49,04  | 49,68  | 50,00                | 49,52  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,44       | 1,45  | 1,22              | 1,98   | 1,50   | 1,22                 | 1,36   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,49       | 3,00  | 3,73              | 4,55   | 4,23   | 3,49                 | 3,91   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,06       | —     | —                 | 2,66   | 1,77   | 0,56                 | 0,63   |
| FeO                            | 9,55       | 8,94  | 8,85              | 6,07   | 6,56   | 8,75                 | 8,69   |
| MnO                            | 0,26       | —     | —                 | 0,19   | 0,16   | 0,29                 | 0,29   |
| MgO                            | 12,66      | 14,75 | 15,13             | 13,19  | 14,25  | 13,72                | 13,63  |
| CaO                            | 19,45      | 20,35 | 20,77             | 19,57  | 19,82  | 19,45                | 19,69  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,72       | 0,54  | 0,76              | 1,00   | 0,72   | 0,66                 | 0,72   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,09       | —     | —                 | 0,13   | 0,04   | 0,05                 | 0,06   |
| Li <sub>2</sub> O              | 0,03       | —     | —                 | 0,03   | 0,03   | 0,03                 | 0,03   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,02       | —     | —                 | 0,66   | 0,05   | 0,24                 | 0,36   |
| П. п. п.                       | 0,94       | —     | —                 | 1,04   | 1,05   | 1,09                 | 1,25   |
| Сумма                          | 99,66      | 99,78 | 101,09            | 100,11 | 99,86  | 99,55                | 100,14 |
|                                |            |       |                   |        |        | <i>Пересчет на 6</i> |        |
| Si                             | 1,896      | 1,894 | 1,868             | 1,851  | 1,864  | 1,897                | 1,877  |
| Al                             | 0,156      | 0,132 | 0,163             | 0,202  | 0,187  | 0,156                | 0,174  |
| Ti                             | 0,041      | 0,041 | 0,034             | 0,056  | 0,042  | 0,035                | 0,039  |
| Fe <sup>+3</sup>               | 0,030      | —     | —                 | 0,076  | 0,050  | 0,016                | 0,018  |
| Fe <sup>+2</sup>               | 0,303      | 0,279 | 0,273             | 0,191  | 0,206  | 0,277                | 0,275  |
| Mn                             | 0,008      | —     | —                 | 0,006  | 0,005  | 0,009                | 0,009  |
| Mg                             | 0,716      | 0,820 | 0,832             | 0,741  | 0,797  | 0,775                | 0,769  |
| Ca                             | 0,791      | 0,814 | 0,821             | 0,791  | 0,797  | 0,790                | 0,799  |
| Na                             | 0,053      | 0,039 | 0,054             | 0,073  | 0,052  | 0,049                | 0,053  |
| K                              | 0,004      | —     | —                 | 0,006  | 0,002  | 0,002                | 0,003  |
| Сумма                          | 3,998      | 4,019 | 4,045             | 3,993  | 4,002  | 4,006                | 4,016  |
| <i>f</i>                       | 32,3       | 25,36 | 24,69             | 26,9   | 24,7   | 28,05                | 28,2   |
|                                |            |       |                   |        |        | <i>Оптические</i>    |        |
| <i>Ng</i>                      | 1,719      | 1,720 | —                 | 1,720  | 1,717  | 1,716                | 1,717  |
| <i>Np</i>                      | 1,694      | 1,695 | —                 | 1,695  | 1,690  | 1,698                | 1,692  |
| <i>V</i>                       | 49,5       | —     | —                 | —      | —      | 48                   | 48     |

\* Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46 в ИГГ Ю. Г. Лаврентьевым, (остальные —

зьяльны. Состав оливина и плагиоклаза связан отчетливо выраженной корреляцией (рис. 34), однако связь эта не является «жесткой»: в породах с одинаковым составом плагиоклаза железистость оливина может меняться в широких пределах.

Химический состав пяти амфиболов из габброндов, определенный на микрозонде, приведен в табл. 18. Анализы пересчитаны на кристаллические коэффициенты по зарядам, сумма которых, исходя из типовой формулы амфибола, принималась равной 46. Поскольку сумма катио-

## пироксенов массива Осередок

| Габбро                     |       | Клинопироксениты |       |       |        | Зональные пироксены габброндов |       |        |       |
|----------------------------|-------|------------------|-------|-------|--------|--------------------------------|-------|--------|-------|
| 3272                       | 6936  | 3290             | 3291  | 3311  | 6866   | 3177*                          |       | 3248*  |       |
|                            |       |                  |       |       |        | центр                          | край  | центр  | край  |
| 48,96                      | 49,60 | 45,00            | 44,80 | 44,68 | 42,68  | 50,40                          | 50,70 | 51,10  | 50,40 |
| 1,78                       | 1,26  | 2,50             | 2,70  | 2,70  | 4,43   | 1,18                           | 1,10  | 1,22   | 1,67  |
| 4,97                       | 4,44  | 8,78             | 9,83  | 10,68 | 10,89  | 3,78                           | 4,11  | 2,67   | 3,34  |
| 0,77                       | 1,96  | 4,64             | 3,68  | 3,09  | 4,78   | —                              | —     | —      | —     |
| 8,71                       | 6,39  | 3,19             | 3,11  | 3,81  | 2,59   | 8,18                           | 8,72  | 9,17   | 8,70  |
| 0,19                       | 0,22  | 0,13             | 0,10  | 0,13  | 0,06   | —                              | —     | —      | —     |
| 12,75                      | 13,98 | 12,31            | 12,25 | 11,70 | 11,35  | 15,80                          | 14,80 | 15,60  | 13,90 |
| 19,94                      | 19,82 | 20,80            | 21,41 | 21,41 | 22,14  | 20,60                          | 21,00 | 20,30  | 20,40 |
| 0,68                       | 0,65  | 0,79             | 0,72  | 0,72  | 0,58   | 0,56                           | 0,85  | 0,50   | 0,58  |
| 0,06                       | 0,06  | 0,09             | 0,08  | 0,06  | 0,08   | —                              | —     | —      | —     |
| 0,03                       | 0,03  | 0,02             | 0,02  | 0,02  | 0,02   | —                              | —     | —      | —     |
| 0,02                       | —     | 0,22             | 0,06  | —     | 0,02   | —                              | —     | —      | —     |
| 0,97                       | 1,23  | 1,24             | 0,91  | 0,74  | 0,73   | —                              | —     | —      | —     |
| 99,83                      | 99,64 | 99,71            | 99,67 | 99,74 | 100,35 | 100,5                          | 101,3 | 100,56 | 98,99 |
| <i>атомов кислорода</i>    |       |                  |       |       |        |                                |       |        |       |
| 1,851                      | 1,867 | 1,701            | 1,682 | 1,674 | 1,599  | 1,864                          | 1,867 | 1,894  | 1,895 |
| 0,221                      | 0,197 | 0,391            | 0,435 | 0,471 | 0,481  | 0,165                          | 0,178 | 0,117  | 0,148 |
| 0,051                      | 0,036 | 0,071            | 0,076 | 0,076 | 0,125  | 0,033                          | 0,030 | 0,034  | 0,047 |
| 0,022                      | 0,056 | 0,132            | 0,104 | 0,087 | 0,135  | —                              | —     | —      | —     |
| 0,275                      | 0,201 | 0,101            | 0,097 | 0,119 | 0,081  | 0,253                          | 0,268 | 0,284  | 0,273 |
| 0,006                      | 0,007 | 0,004            | 0,003 | 0,004 | 0,002  | —                              | —     | —      | —     |
| 0,718                      | 0,784 | 0,693            | 0,685 | 0,653 | 0,634  | 0,870                          | 0,812 | 0,862  | 0,778 |
| 0,807                      | 0,799 | 0,842            | 0,861 | 0,859 | 0,889  | 0,816                          | 0,828 | 0,806  | 0,821 |
| 0,050                      | 0,047 | 0,058            | 0,052 | 0,052 | 0,042  | 0,040                          | 0,061 | 0,035  | 0,042 |
| 0,003                      | 0,003 | 0,001            | 0,004 | 0,003 | 0,004  | —                              | —     | —      | —     |
| 4,003                      | 3,996 | 3,997            | 4,000 | 3,999 | 3,991  | 4,041                          | 4,044 | 4,031  | 4,005 |
| 9,7                        | 25,1  | 25,5             | 23,0  | 24,4  | 25,6   | 22,49                          | 24,82 | 24,80  | 25,97 |
| <i>свойства пироксенов</i> |       |                  |       |       |        |                                |       |        |       |
| 1,721                      | 1,715 | 1,720            | 1,729 | 1,731 | 1,715  | —                              | —     | —      | —     |
| 1,695                      | 1,687 | 1,692            | 1,705 | 1,706 | 1,739  | —                              | —     | —      | —     |
| 49,5                       | 50    | —                | 48    | 43    | 39     | —                              | —     | —      | —     |

в хим. лаб. ИГГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой. (Все железо определено как FeO.)

нов, входящих в тетраэдрическую и октаэдрическую позиции, во всех случаях близка к 13, а число атомов кальция и щелочей не превышает трех, качество анализов можно считать удовлетворительным. Все анализированные амфиболы по составу близки к керсутиту, хотя содержание титана в них несколько меньше, чем в типичных керсутитах. В целом же они сходны с амфиболом из основных пород Патынского массива (Андреева, 1968) и массива Бол. Таскыл (Кривенко, 1973).

Таблица 18

Химический состав амфиболов массива Осередок

| Компонент                      | 3241          | 173           | 3272          | 3206          | 3181         |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 39,40         | 41,10         | 39,80         | 41,70         | 39,60        |
| TiO <sub>2</sub>               | 4,32          | 3,37          | 5,56          | 4,43          | 4,73         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,80         | 11,40         | 12,30         | 11,40         | 11,00        |
| FeO*                           | 10,20         | 11,80         | 12,90         | 12,20         | 14,30        |
| MgO                            | 12,30         | 13,50         | 11,40         | 13,40         | 11,40        |
| CaO                            | 12,10         | 12,00         | 11,70         | 10,60         | 11,50        |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,83          | 2,05          | 2,72          | 2,74          | 2,48         |
| K <sub>2</sub> O               | 1,35          | 0,96          | 1,09          | 0,75          | 1,46         |
| <b>Сумма</b>                   | <b>96,30</b>  | <b>96,18</b>  | <b>97,47</b>  | <b>97,22</b>  | <b>96,47</b> |
| Si                             | 5,918         | 6,183         | 5,969         | 6,192         | 6,057        |
| Al                             | 2,444         | 2,022         | 2,175         | 1,996         | 1,984        |
| Ti                             | 0,488         | 0,381         | 0,627         | 0,495         | 0,544        |
| Fe                             | 1,281         | 1,485         | 1,618         | 1,515         | 1,829        |
| Mg                             | 2,753         | 3,027         | 2,548         | 2,966         | 2,599        |
| <b>Сумма</b>                   | <b>12,884</b> | <b>13,099</b> | <b>12,937</b> | <b>13,163</b> | <b>13,02</b> |
| Ca                             | 1,947         | 1,935         | 1,880         | 1,686         | 1,885        |
| Na                             | 0,824         | 0,598         | 0,791         | 0,789         | 0,735        |
| K                              | 0,259         | 0,184         | 0,209         | 0,142         | 0,285        |
| <b>Сумма</b>                   | <b>3,030</b>  | <b>2,717</b>  | <b>2,880</b>  | <b>2,617</b>  | <b>2,905</b> |
| <i>f</i>                       | 31,8          | 32,9          | 38,8          | 33,8          | 41,3         |
| <i>Ng</i>                      | 1,695         |               |               | 1,690         |              |
| <i>Np</i>                      | 1,668         |               |               | 1,664         |              |

\* Все железо определено как FeO. Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46 в ИГГ Ю. Г. Лаврентьевым.

Таблица 19

Химический состав биотитов массива Осередок

| Компонент                      | 3178*        | 257          | 703а         | 3181         |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 36,66        | 36,00        | 37,70        | 37,00        |
| TiO <sub>2</sub>               | 7,93         | 9,60         | 6,19         | 6,51         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,49        | 13,50        | 14,60        | 14,60        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,28         | —            | —            | —            |
| FeO                            | 12,55        | 10,70        | 11,70        | 18,80        |
| MnO                            | 0,08         | —            | —            | —            |
| MgO                            | 16,25        | 15,10        | 16,60        | 12,60        |
| CaO                            | не обн.      | —            | —            | —            |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,56         | 0,56         | 0,12         | 0,10         |
| K <sub>2</sub> O               | 8,84         | 8,50         | 9,16         | 8,95         |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,33         | —            | —            | —            |
| П. п. п.                       | 2,93         | —            | —            | —            |
| <b>Сумма</b>                   | <b>99,90</b> | <b>94,06</b> | <b>96,07</b> | <b>98,56</b> |
| Si                             | 2,682        | 2,679        | 2,746        | 2,715        |
| Al                             | 1,163        | 1,184        | 1,254        | 1,263        |
| Ti                             | 0,436        | 0,537        | 0,339        | 0,359        |
| Fe <sup>+3</sup>               | 0,015        | —            | —            | —            |
| Fe <sup>+2</sup>               | 0,768        | 0,666        | 0,713        | 1,154        |
| Mn                             | 0,005        | —            | —            | —            |
| Mg                             | 1,771        | 1,675        | 1,802        | 1,378        |
| <b>Сумма</b>                   | <b>6,841</b> | <b>6,741</b> | <b>6,854</b> | <b>6,868</b> |
| Na                             | 0,079        | 0,095        | 0,017        | 0,014        |
| K                              | 0,825        | 0,807        | 0,851        | 0,838        |
| <b>Сумма</b>                   | <b>0,904</b> | <b>0,902</b> | <b>0,868</b> | <b>0,852</b> |
| <i>f</i>                       | 30,66        | 28,45        | 28,34        | 45,57        |

\* Анализ выполнен в хим. лаб. ИГГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой, остальные — на микроанализаторе MS-46 Ю. Г. Лаврентьевым. Все железо определено как FeO.

Главной особенностью химического состава биотитов является необычно высокое содержание титана (табл. 19). В этом смысле они оказались значительно богаче керсутитов. Впервые богатые титаном биотиты были встречены в щелочных породах Ю. Сахалина (Yagi, 1953), где они получили название титан-биотитов. В Алтае-Саянской области единичные анализы титан-биотитов выполнены из массивов Кизирского и Бол. Таскыл. Возможно, что слюды такого состава характерны для щелочно-базитовых ассоциаций. Замечено, что железистость биотитов невелика и мало отличается от железистости сосуществующих с ними оливиннов.

### Петрохимические особенности

Особенности химического состава пород, слагающих массив, иллюстрируются 89 анализами (табл. 20), выполненными квантометрическим и частью химическим методами. В целом результаты химических

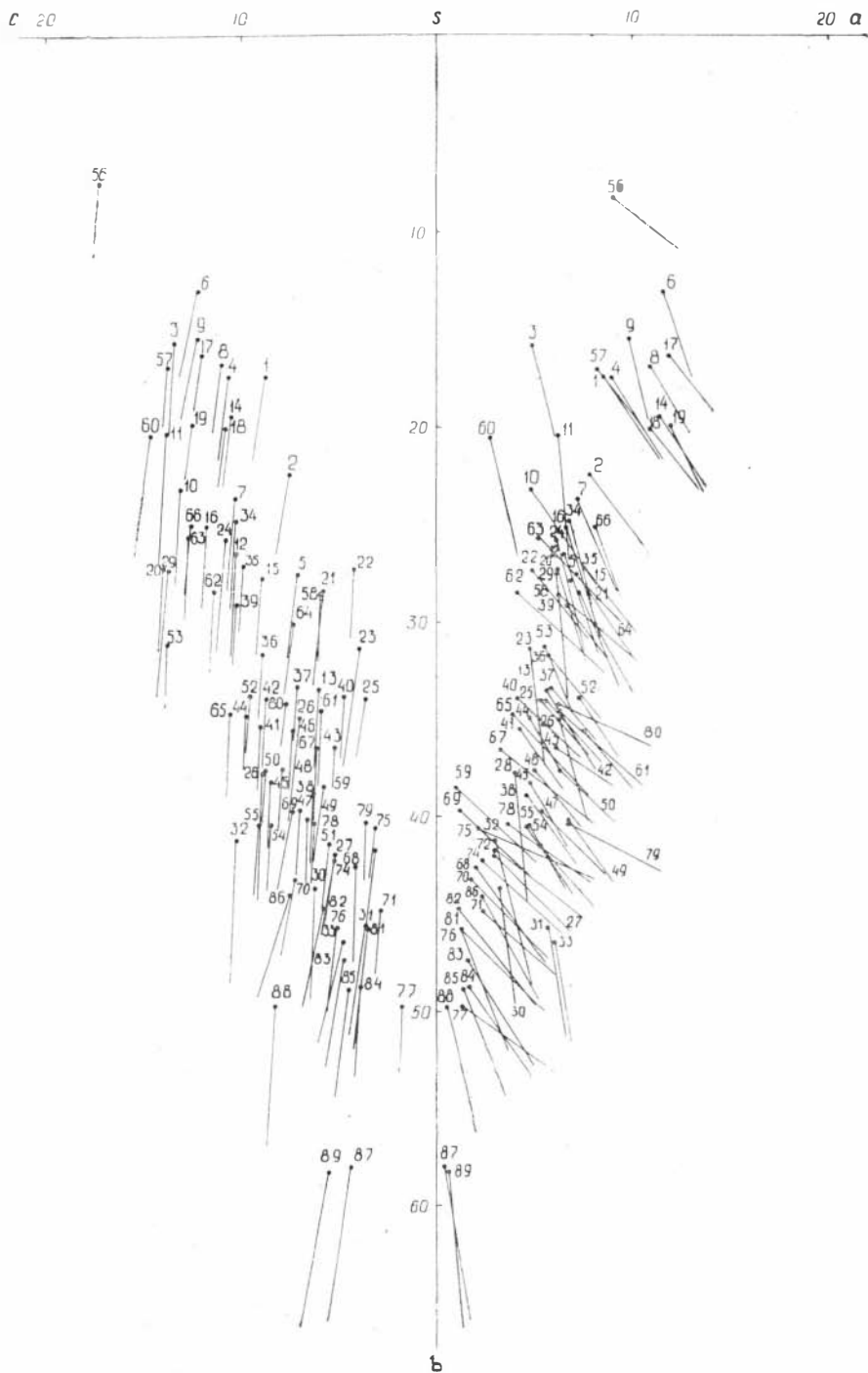


Рис. 35. Диаграмма химического состава ультраосновных и основных пород массива Осередок. Номера векторов соответствуют номерам анализов, приведенных в табл. 20.

Химический состав основных и ультраосновных пород массива Осередок

| № анал. | № обр. | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO | MnO | MgO | CaO | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П. п. п. | Сумма |
|---------|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|-----|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------|-------|
| 1       | 2      | 3                | 4                | 5                              | 6                              | 7   | 8   | 9   | 10  | 11                | 12               | 13                            | 14                            | 15       | 16    |

*Оливиновые габбро*

|    |       |       |      |       |      |      |      |      |       |      |      |   |   |      |        |
|----|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|-------|------|------|---|---|------|--------|
| 1  | 701   | 55,50 | 0,78 | 19,20 | 1,03 | 4,06 | 0,11 | 4,40 | 11,40 | 3,38 | 0,66 | — | — | 0,41 | 100,93 |
| 2  | 700   | 54,0  | 0,82 | 17,00 | 1,31 | 5,31 | 0,13 | 5,40 | 11,80 | 3,16 | 0,59 | — | — | 0,63 | 100,15 |
| 3  | 689   | 52,60 | 1,14 | 21,80 | 0,22 | 6,16 | 0,12 | 4,00 | 11,40 | 1,98 | 0,10 | — | — | 0,77 | 100,29 |
| 4  | 702   | 52,00 | 0,82 | 21,40 | 0,92 | 4,60 | 0,10 | 4,30 | 11,90 | 3,45 | 0,60 | — | — | 0,51 | 100,60 |
| 5  | 704   | 50,75 | 1,08 | 15,90 | 1,36 | 6,68 | 0,15 | 7,00 | 12,60 | 2,92 | 0,46 | — | — | 0,94 | 99,84  |
| 6  | 691-в | 50,50 | 1,17 | 24,80 | 0,31 | 4,90 | 0,12 | 3,10 | 10,80 | 4,00 | 1,24 | — | — | 0,59 | 101,53 |
| 7  | 3194  | 49,50 | 0,98 | 20,10 | 0,74 | 7,05 | 0,14 | 6,45 | 12,15 | 2,94 | 0,32 | — | — | 1,13 | 101,50 |
| 8  | 3246  | 49,00 | 1,29 | 22,85 | 0,81 | 6,53 | 0,15 | 3,25 | 11,00 | 4,00 | 0,94 | — | — | 0,89 | 100,71 |
| 9  | 3180  | 48,60 | 1,24 | 23,00 | 0,90 | 6,01 | 0,10 | 3,50 | 10,20 | 3,36 | 1,02 | — | — | 1,67 | 99,60  |
| 10 | 691   | 48,50 | 0,40 | 21,80 | 0,23 | 4,01 | 0,11 | 6,15 | 16,25 | 1,98 | 0,11 | — | — | 1,57 | 101,11 |
| 11 | 172   | 48,00 | 0,38 | 23,40 | 0,36 | 5,42 | 0,12 | 7,15 | 11,53 | 2,46 | 0,17 | — | — | 0,86 | 99,85  |
| 12 | 681-4 | 48,00 | 0,78 | 19,55 | 2,08 | 6,38 | 0,16 | 7,80 | 12,00 | 2,78 | 0,16 | — | — | 0,77 | 100,46 |
| 13 | 699   | 48,00 | 2,08 | 13,40 | 3,56 | 9,80 | 0,20 | 8,25 | 11,45 | 2,42 | 0,27 | — | — | 1,17 | 100,60 |
| 14 | 3250  | 47,00 | 1,32 | 22,60 | 1,10 | 6,60 | 0,15 | 3,95 | 11,50 | 4,20 | 1,00 | — | — | 0,84 | 100,26 |
| 15 | 681-8 | 47,00 | 1,56 | 17,98 | 1,15 | 9,47 | 0,21 | 7,00 | 11,40 | 2,80 | 0,35 | — | — | 1,53 | 100,45 |
| 16 | 688   | 46,50 | 0,52 | 21,20 | 0,13 | 6,38 | 0,18 | 7,90 | 12,60 | 2,66 | 0,25 | — | — | 2,25 | 100,57 |
| 17 | 3181  | 46,50 | 1,24 | 24,20 | 0,54 | 7,05 | 0,15 | 2,52 | 11,56 | 4,16 | 1,05 | — | — | 1,31 | 100,28 |
| 18 | 3248  | 46,00 | 2,09 | 22,45 | 1,55 | 7,05 | 0,18 | 3,45 | 12,00 | 4,00 | 0,96 | — | — | 0,84 | 100,57 |
| 19 | 3249  | 42,50 | 1,65 | 24,80 | 1,28 | 7,87 | 0,17 | 3,60 | 11,80 | 4,20 | 0,97 | — | — | 1,52 | 100,36 |
| 20 | 175   | 41,00 | 1,35 | 23,20 | 4,24 | 6,38 | 0,15 | 6,80 | 13,46 | 2,40 | 0,19 | — | — | 1,01 | 100,18 |

*Габбро-троктолиты, троктолиты*

|      |        |       |      |       |      |       |      |       |       |      |      |      |       |      |  |
|------|--------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|-------|------|--|
| 21   | 703-а  | 52,00 | 0,79 | 14,30 | 0,24 | 9,59  | 0,18 | 8,20  | 9,58  | 2,94 | 0,65 | —    | —     | 1,47 |  |
| 22   | 3179   | 51,30 | 1,37 | 19,00 | —    | 9,60  | 0,14 | 5,20  | 9,40  | 3,63 | 0,84 | —    | —     | 1,88 |  |
| 23*  | 3251   | 48,27 | 1,63 | 17,41 | 1,68 | 9,18  | 0,30 | 10,53 | 4,85  | 3,56 | 0,72 | 0,06 | 0,438 | 1,02 |  |
| 24*  | 230    | 46,66 | 0,50 | 22,90 | 2,47 | 5,39  | 0,18 | 7,78  | 10,81 | 2,70 | 0,17 | 0,02 | 0,062 | 0,59 |  |
| 25   | 3176   | 46,20 | 1,33 | 17,20 | —    | 13,59 | 0,20 | 5,40  | 9,50  | 3,70 | 1,04 | —    | —     | 0,11 |  |
| 26   | 703    | 45,50 | 0,88 | 15,50 | 1,60 | 10,95 | 0,25 | 10,90 | 10,10 | 2,67 | 0,38 | —    | —     | 1,58 |  |
| 27** | 685-16 | 45,00 | 1,58 | 10,70 | 3,30 | 7,27  | 0,25 | 10,40 | 18,43 | 1,27 | 0,24 | —    | —     | 1,87 |  |

|      |          |       |      |       |      |       |      |       |       |      |      |      |       |      |        |
|------|----------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|-------|------|--------|
| 28   | 171      | 44,00 | 0,48 | 16,60 | 0,72 | 10,32 | 0,21 | 15,10 | 9,35  | 1,80 | 0,09 | —    | —     | 1,45 | 103,12 |
| 29   | 228      | 42,50 | 0,60 | 23,40 | 1,13 | 7,20  | 0,19 | 9,55  | 11,75 | 2,32 | 0,38 | —    | —     | 1,32 | 103,34 |
| 30** | 685-1a-1 | 42,50 | 0,92 | 12,30 | 2,69 | 13,73 | 0,30 | 15,90 | 8,20  | 1,44 | 0,10 | —    | —     | 2,23 | 100,31 |
| 31*  | 3178     | 40,88 | 1,77 | 10,41 | 2,27 | 15,61 | 0,32 | 16,16 | 6,82  | 2,44 | 0,52 | 0,04 | 1,604 | 1,73 | 100,57 |
| 32   | 693      | 40,50 | 0,32 | 18,00 | 0,54 | 9,77  | 0,26 | 18,40 | 9,30  | 1,32 | 0,09 | —    | —     | 2,09 | 100,59 |
| 33   | 3177     | 38,00 | 1,66 | 12,10 | 1,20 | 18,63 | 0,38 | 14,80 | 7,60  | 2,32 | 0,80 | —    | —     | 0,98 | 98,47  |

## Рудные габбро

|      |       |       |      |       |      |       |      |      |       |      |      |      |       |      |        |
|------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|-------|------|------|------|-------|------|--------|
| 34   | 3195  | 47,00 | 1,54 | 19,30 | 3,33 | 7,87  | 0,16 | 6,05 | 10,30 | 2,67 | 0,32 | —    | —     | 1,50 | 100,04 |
| 35   | 226   | 45,00 | 1,62 | 19,30 | 5,40 | 6,28  | 0,14 | 5,00 | 13,23 | 3,04 | 0,28 | —    | —     | 1,18 | 100,47 |
| 36   | 687   | 43,50 | 2,56 | 16,86 | 4,96 | 8,09  | 0,17 | 5,80 | 14,10 | 2,35 | 0,22 | —    | —     | 1,54 | 100,15 |
| 37   | 3200  | 43,50 | 3,05 | 14,70 | 4,67 | 12,32 | 0,25 | 5,50 | 11,73 | 2,50 | 0,19 | —    | —     | 1,79 | 100,20 |
| 38   | 225   | 43,00 | 2,26 | 13,10 | 7,20 | 9,05  | 0,26 | 8,50 | 13,50 | 2,03 | 0,14 | —    | —     | 1,66 | 100,70 |
| 39   | 3199  | 42,50 | 2,94 | 19,00 | 0,26 | 13,28 | 0,20 | 5,00 | 12,80 | 2,71 | 0,15 | —    | —     | 1,48 | 103,32 |
| 40*  | 3202  | 42,16 | 2,78 | 18,04 | 4,21 | 9,27  | 0,19 | 5,55 | 11,52 | 3,14 | 0,16 | 0,04 | 2,091 | 1,07 | 100,22 |
| 41   | 3197  | 41,50 | 2,49 | 16,10 | 4,82 | 12,62 | 0,20 | 6,15 | 13,28 | 1,83 | 0,10 | —    | —     | 1,61 | 100,70 |
| 42   | 698   | 41,50 | 3,41 | 16,80 | 4,18 | 9,65  | 0,23 | 6,35 | 14,63 | 2,36 | 0,20 | —    | —     | 1,23 | 100,54 |
| 43*  | 696   | 40,57 | 5,80 | 12,05 | 8,47 | 10,91 | 0,20 | 4,34 | 12,92 | 2,60 | 0,17 | 0,18 | 1,013 | 1,21 | 100,43 |
| 44   | 3198  | 39,00 | 3,10 | 17,05 | 7,18 | 13,65 | 0,20 | 5,10 | 11,30 | 1,97 | 0,11 | —    | —     | 1,98 | 100,64 |
| 45   | 177   | 39,00 | 3,18 | 15,86 | 8,54 | 10,02 | 0,25 | 7,50 | 12,80 | 2,06 | 0,12 | —    | —     | 1,21 | 100,54 |
| 46   | 3245  | 39,00 | 4,00 | 16,05 | 5,52 | 10,98 | 0,30 | 6,15 | 12,84 | 3,06 | 0,34 | —    | —     | 2,18 | 100,42 |
| 47   | 3201  | 38,50 | 3,92 | 14,30 | 3,67 | 10,54 | 0,24 | 7,65 | 16,30 | 2,28 | 0,24 | —    | —     | 2,41 | 100,05 |
| 48   | 697   | 38,50 | 5,82 | 15,30 | 4,67 | 12,23 | 0,29 | 7,15 | 13,80 | 2,13 | 0,17 | —    | —     | 1,58 | 101,64 |
| 49   | 178   | 38,00 | 3,32 | 14,80 | 9,57 | 10,32 | 0,24 | 7,40 | 13,00 | 2,95 | 0,13 | —    | —     | 1,41 | 101,09 |
| 50   | 265   | 37,50 | 3,08 | 17,25 | 7,20 | 10,09 | 0,24 | 5,90 | 15,53 | 2,56 | 0,33 | —    | —     | 1,34 | 101,02 |
| 51   | 686   | 37,50 | 6,20 | 12,30 | 5,80 | 12,39 | 0,30 | 7,80 | 14,10 | 2,20 | 0,31 | —    | —     | 1,70 | 100,60 |
| 52   | 695   | 37,30 | 3,95 | 18,10 | 5,12 | 11,37 | 0,29 | 5,70 | 12,45 | 2,82 | 0,29 | —    | —     | 1,33 | 98,72  |
| 53   | 680-1 | 37,10 | 2,42 | 22,10 | 8,75 | 7,84  | 0,19 | 5,40 | 13,22 | 2,14 | 0,12 | —    | —     | 1,64 | 100,92 |
| 54   | 224   | 36,50 | 3,62 | 15,80 | 9,30 | 10,98 | 0,24 | 7,60 | 13,10 | 2,03 | 0,14 | —    | —     | 1,44 | 100,75 |
| 55** | 682-3 | 35,50 | 3,60 | 16,26 | 9,76 | 10,02 | 0,23 | 6,85 | 14,43 | 1,86 | 0,22 | —    | —     | 2,17 | 100,90 |

## Габбро (от габбро-анортозитов до габбро-пироксенитов)

|      |        |       |      |       |      |      |      |      |       |      |      |   |   |      |        |
|------|--------|-------|------|-------|------|------|------|------|-------|------|------|---|---|------|--------|
| 56   | 173    | 49,50 | 0,17 | 28,00 | 0,31 | 1,93 | 0,03 | 1,33 | 14,50 | 3,30 | 0,35 | — | — | 0,91 | 100,33 |
| 57   | 687a   | 47,50 | 1,20 | 23,80 | 2,89 | 4,73 | 0,08 | 2,70 | 13,10 | 3,12 | 0,30 | — | — | 1,07 | 100,49 |
| 58   | 696a   | 52,00 | 1,62 | 13,70 | 0,99 | 6,83 | 0,18 | 5,90 | 14,55 | 2,72 | 0,27 | — | — | 1,32 | 100,08 |
| 59** | 684-1  | 49,75 | 1,52 | 10,00 | 2,14 | 6,60 | 0,20 | 9,30 | 18,80 | 0,41 | 0,10 | — | — | 1,42 | 100,24 |
| 60   | 684-1a | 48,50 | 0,92 | 21,50 | 0,96 | 4,90 | 0,14 | 6,00 | 15,10 | 0,96 | 0,19 | — | — | 1,09 | 100,26 |

| 1*   | 2     | 3     | 4    | 5     | 6    | 7    | 8    | 9     | 10    | 11   | 12   | 13 | 14 | 15   | 16     |
|------|-------|-------|------|-------|------|------|------|-------|-------|------|------|----|----|------|--------|
| 61** | 685-1 | 47,75 | 1,20 | 14,00 | 0,78 | 6,20 | 0,17 | 8,20  | 17,65 | 2,82 | 0,22 | —  | —  | 1,61 | 100,60 |
| 62   | 692   | 47,00 | 0,56 | 19,45 | 0,49 | 3,62 | 0,12 | 6,70  | 19,05 | 1,72 | 0,14 | —  | —  | 1,36 | 100,21 |
| 63   | 691б  | 46,50 | 0,65 | 21,60 | 0,23 | 3,64 | 0,15 | 6,15  | 18,26 | 2,11 | 0,18 | —  | —  | 1,01 | 100,48 |
| 64   | 3182  | 44,50 | 2,46 | 16,40 | 4,35 | 9,50 | 0,18 | 6,10  | 10,70 | 3,09 | 0,68 | —  | —  | 2,46 | 100,42 |
| 65   | 680   | 42,50 | 1,48 | 18,30 | 3,01 | 6,00 | 0,21 | 8,30  | 17,85 | 1,66 | 0,10 | —  | —  | 1,31 | 100,72 |
| 66   | 176   | 41,00 | 1,72 | 22,20 | 3,89 | 8,68 | 0,20 | 4,70  | 11,50 | 3,05 | 0,34 | —  | —  | 3,13 | 100,41 |
| 67** | 692б  | 49,00 | 0,88 | 12,10 | 0,87 | 5,49 | 0,17 | 8,80  | 19,40 | 1,46 | 0,16 | —  | —  | 2,21 | 100,54 |
| 68   | 693б  | 49,00 | 1,10 | 8,40  | 1,56 | 6,14 | 0,23 | 13,50 | 17,50 | 0,96 | 0,09 | —  | —  | 1,36 | 99,84  |
| 69   | 692в  | 45,10 | 1,72 | 12,40 | 2,17 | 4,87 | 0,18 | 9,80  | 20,75 | 0,50 | 0,15 | —  | —  | 2,86 | 100,50 |
| 70   | 682-1 | 42,00 | 1,36 | 12,67 | 4,26 | 5,64 | 0,22 | 10,80 | 20,40 | 0,74 | 0,19 | —  | —  | 2,28 | 100,56 |

*Плагиоклаз-апатитовые пироксениты*

|      |        |       |      |       |      |      |      |       |       |      |      |      |       |      |        |
|------|--------|-------|------|-------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|-------|------|--------|
| 71   | 684а   | 49,30 | 1,96 | 7,20  | 2,67 | 7,72 | 0,24 | 10,10 | 18,50 | 1,17 | 0,17 | —    | —     | 1,42 | 100,45 |
| 72   | 681-1  | 48,80 | 1,38 | 7,55  | 1,66 | 8,01 | 0,21 | 9,40  | 19,40 | 1,33 | 0,23 | —    | —     | 2,49 | 100,46 |
| 73** | 229    | 48,50 | 1,19 | 8,40  | 0,36 | 8,83 | 0,26 | 7,80  | 19,60 | 2,90 | 0,37 | —    | —     | 1,16 | 99,37  |
| 74   | 682-2  | 45,50 | 1,84 | 10,35 | 2,84 | 6,60 | 0,25 | 10,40 | 20,00 | 1,00 | 0,26 | —    | —     | 1,55 | 100,59 |
| 75   | 3190   | 44,50 | 2,12 | 11,80 | 3,1  | 8,20 | 0,22 | 6,10  | 21,70 | 1,58 | 0,34 | —    | —     | 1,06 | 100,72 |
| 76*  | 683    | 43,83 | 2,58 | 9,33  | 4,32 | 4,59 | 0,22 | 12,12 | 21,63 | 0,53 | 0,08 | 0,03 | 0,408 | 0,83 | 100,49 |
| 77*  | 696-в  | 43,78 | 1,81 | 3,95  | 4,77 | 6,47 | 0,31 | 11,02 | 22,10 | 0,64 | 0,04 | 0,06 | 3,20  | 0,79 | 98,94  |
| 78** | 681-13 | 43,20 | 2,02 | 12,43 | 4,69 | 7,64 | 0,21 | 7,40  | 19,60 | 1,58 | 0,15 | —    | —     | 1,51 | 100,43 |
| 79   | 3242   | 43,12 | 2,51 | 10,86 | 3,70 | 9,01 | 0,37 | 5,96  | 19,38 | 3,00 | 0,27 | 0,06 | 0,827 | 1,76 | 100,83 |
| 80*  | 3191   | 41,43 | 2,04 | 15,28 | 2,25 | 8,11 | 0,26 | 4,14  | 18,75 | 2,44 | 0,36 | 0,02 | 2,854 | 0,92 | 98,86  |

*Оливиновые клинопироксениты*

|     |      |       |      |       |      |      |      |       |       |      |      |      |       |      |        |
|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|-------|------|--------|
| 81* | 685  | 48,05 | 2,72 | 6,91  | 2,25 | 5,73 | 0,22 | 19,39 | 13,34 | 0,52 | 0,13 | Сл.  | 0,284 | 0,87 | 100,41 |
| 82* | 684  | 45,55 | 1,34 | 8,98  | 5,02 | 1,47 | 0,15 | 13,74 | 22,24 | 0,31 | 0,03 | 0,02 | 0,05  | 0,37 | 99,27  |
| 83  | 683а | 44,50 | 1,43 | 9,25  | 4,20 | 2,60 | 0,23 | 17,20 | 19,00 | 0,68 | 0,19 | —    | —     | 1,03 | 100,31 |
| 84  | 693в | 44,20 | 1,02 | 7,93  | 2,19 | 8,61 | 0,28 | 15,40 | 18,45 | 0,76 | 0,06 | —    | —     | 1,64 | 100,54 |
| 85* | 684г | 41,78 | 2,52 | 8,44  | 3,48 | 8,71 | 0,26 | 18,08 | 13,48 | 0,61 | 0,11 | 0,02 | 0,321 | 1,50 | 99,31  |
| 86* | 694  | 40,63 | 2,02 | 13,61 | 1,97 | 5,69 | 0,25 | 14,34 | 18,26 | 0,90 | 0,38 | 0,02 | 0,167 | 1,68 | 99,91  |

|     |        |       |      |       |      |      |      |       |       |      |      |      |        |
|-----|--------|-------|------|-------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|--------|
| 87  | 681,12 | 39,00 | 0,82 | 8,45  | 2,01 | 5,91 | 0,24 | 31,40 | 12,50 | 0,22 | 0,05 | 1,02 | 101,62 |
| 88* | 6866   | 36,72 | 2,56 | 13,43 | 6,11 | 5,69 | 0,30 | 20,32 | 13,34 | 0,27 | 0,02 | 0,73 | 99,65  |
|     |        |       |      |       |      |      |      |       |       |      |      |      |        |
| 89* | 3232   | 36,32 | 0,72 | 10,17 | 3,65 | 7,98 | 0,32 | 33,73 | 5,76  | 0,27 | 0,07 | 1,54 | 100,61 |

*Верлит*

\* Анализ выполнен в хим. лаб. ЗСГУ, остальные — в ИГГ СО АН на вакуумном квантометре «1500В» с определением Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, FeO и погерь при прокаливании в химической лаборатории.  
 \*\* При подсчете коэффициентов корреляции эти анализы не использовались.

анализов хорошо согласуются с приведенной выше петрографической характеристикой интрузива. Для оливиновых габбро, среди которых преобладают относительно лейкократовые породы, характерно высокое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а габбро-троктолиты наиболее богаты магнием. Обе эти группы пород содержат повышенное количество K<sub>2</sub>O (до 1,0—1,2%), что обусловлено высоким содержанием биотита. Рудные габбро, естественно, оказались наиболее богатыми титаном и закисным железом, причем содержание TiO<sub>2</sub> в них достигает 6,2%. Для всех ультраосновных пород характерно сравнительно высокое содержание глинозема. Это отчасти объясняется присутствием роговой обманки, плагноклаза и хромшпинелида, но главным образом обусловлено составом титан-авгита, содержащего 8—11% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Состав пироксена обеспечивает и высокое количество TiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в пироксенитах, поскольку ильменит и титаномагнетит в этих породах присутствуют в ничтожно малых количествах. Для плагноклаз-апатитовых пироксенитов характерны значительные количества CaO (до 22%) и относительно малые — MgO. В богатых оливином пироксенитах и особенно в верлитах количество MgO поднимается до 20—33% при одновременном уменьшении содержания CaO.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 35) векторы образуют широкий единый рой, близкий в среднем к вариационной линии щелочноземельных пород. На диаграмме хорошо видны важнейшие особенности пород, в частности, широкие вариации по меланократовости, резкое преобладание натрия в сумме щелочей, значительные колебания в составе плагноклазов, существенная роль богатых кальцием пироксенов в большей части габброидов и гипербазитов. По круто ориентированным векторам на правой проекции диаграммы хорошо отличаются богатые магнием габбро-троктолиты.

В некоторых клинопироксенитах обнаружено повышенное содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Дополнительно содержание фосфора было определено еще в 13 пробах плагноклаз-апатитовых пироксенитов (табл. 21). Всего имеется 17 определений P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> из этих пород. Только в 6 из них содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> превышает 1%, поднимаясь в наиболее богатых апатитом породах до 3,2—3,7%. Полученные данные говорят о неравномерном распределении апатита в клинопироксенитах и о присут-



**Таблица 21**  
**Содержание  $P_2O_5$  в плагиоклаз-апатитовых клинопироксенитах массива Осередок**

| №№ обр. | $P_2O_5$ ,<br>вес. % | №№ обр. | $P_2O_5$ ,<br>вес. % |
|---------|----------------------|---------|----------------------|
| 681-1   | 0,16                 | 3280    | 0,14                 |
| 682-1   | 0,13                 | 3281    | 0,70                 |
| 682-2   | 0,67                 | 3289    | 0,14                 |
| L-13    | 1,20                 | 3312    | 1,19                 |
| 3190    | 2,05                 | 3317    | 0,14                 |
| 3233    | 0,08                 | 3336    | 0,05                 |
| 3275    | 3,71                 |         |                      |

Примечание. Определения выполнены в хим. лаб. ИГГ (аналитик Э. С. Гулецкая).

ствии в этой группе пород разнообразий, обогащенных фосфором. Кроме плагиоклаз-апатитовых клинопироксенитов, несомненный интерес в отношении фосфора представляют рудные габбро, отличающиеся повышенным содержанием апатита.

В табл. 22 дано содержание хрома, ванадия и кобальта в габброидах и пироксенитах массива Осередок, определенные методом количественного спектрального анализа.

Таблица 22

**Содержание микроэлементов в породах массива Осередок, г/г**

| № обр.                          | Cr  | V   | Ni  | Co  | Ni,Co | № обр.                             | Cr  | V   | Ni  | Co | Ni/Co |
|---------------------------------|-----|-----|-----|-----|-------|------------------------------------|-----|-----|-----|----|-------|
| <i>Оливиновые габбро</i>        |     |     |     |     |       | 3198                               | 19  | 730 | 23  | 30 | 0,77  |
| 3181                            | 120 | 250 | 44  | 21  | 2,10  | 3199                               | 27  | 240 | 15  | 34 | 0,44  |
| L-20                            | 100 | 73  | 39  | 21  | 1,86  | 3200                               | 200 | 300 | 92  | 38 | 2,42  |
| 3208                            | 180 | 100 | 76  | 37  | 2,06  | 3201                               | 20  | 220 | 13  | 55 | 0,24  |
| L-18                            | 200 | 120 | 120 | 48  | 2,50  | 3202                               | 14  | 170 | 9   | 35 | 0,26  |
| 3180                            | 180 | 92  | 66  | 32  | 2,06  | 3203                               | 11  | 150 | 7   | 18 | 0,39  |
| 3210                            | 100 | 110 | 100 | 40  | 2,50  | 3204                               | 40  | 200 | 17  | 35 | 0,49  |
| 3188                            | 160 | 120 | 140 | 56  | 2,50  | 3206                               | 10  | 24  | 17  | 48 | 0,35  |
| 3194                            | 240 | 66  | 170 | 44  | 3,87  | 3207                               | 8   | 220 | 16  | 42 | 0,38  |
| <i>Габбро-троктолиты</i>        |     |     |     |     |       | <i>Габбро-лабрадориты и габбро</i> |     |     |     |    |       |
| 3187                            | 100 | 160 | 130 | 48  | 2,73  | L-19                               | 73  | 100 | 19  | 12 | 1,58  |
| 3176                            | 160 | 120 | 120 | 54  | 2,22  | L-16                               | 150 | 76  | 25  | 16 | 1,56  |
| 3179                            | 290 | 230 | 150 | 45  | 3,34  | 3182                               | 50  | 270 | 65  | 48 | 1,35  |
| 3189                            | 200 | 220 | 250 | 63  | 3,97  | L-14                               | 130 | 150 | 56  | 24 | 2,34  |
| 3178                            | 380 | 190 | 410 | 72  | 5,70  | 3211                               | 19  | 220 | 16  | 33 | 0,49  |
| 3177                            | 360 | 190 | 300 | 110 | 2,73  | <i>Клинопироксениты</i>            |     |     |     |    |       |
| L-17                            | 550 | 190 | 530 | 130 | 4,07  | 3193                               | 3   | 200 | 10  | 29 | 0,35  |
| <i>Рудные оливиновые габбро</i> |     |     |     |     |       | 3190                               | 44  | 160 | 10  | 23 | 0,44  |
| 3205                            | 35  | 330 | 25  | 72  | 0,35  | 3209                               | 18  | 110 | 14  | 15 | 0,94  |
| 3195                            | 120 | 600 | 160 | 52  | 3,08  | L-13                               | 88  | 300 | 85  | 40 | 2,12  |
| 3197                            | 23  | 460 | 55  | 60  | 0,92  | L-9                                | 220 | 210 | 120 | 34 | 3,54  |

Примечание. Спектральные анализы выполнены в Институте геохимии СО АН А. Д. Глазуновой.

### Основные черты дифференцированности

Выше уже отмечалось, что массив горы Осередок характеризуется отчетливо выраженным расслоенным внутренним строением. При рассмотрении разрезов, пройденных по различным его радиусам (рис. 36--38), установлено три зоны слоистой серии, заметно отличающиеся по строению и составу.

В основании вскрытой части слоистой серии залегает краевая (пижняя) зона лейкократовых оливиновых габбро, характеризующихся относительно низкой основностью плагиоклаза (около № 50, иногда несколько ниже) и заметно обогащенных биотитом. В самом низу этой зоны намечается прерывистый подстилающий горизонт голомеланокра-

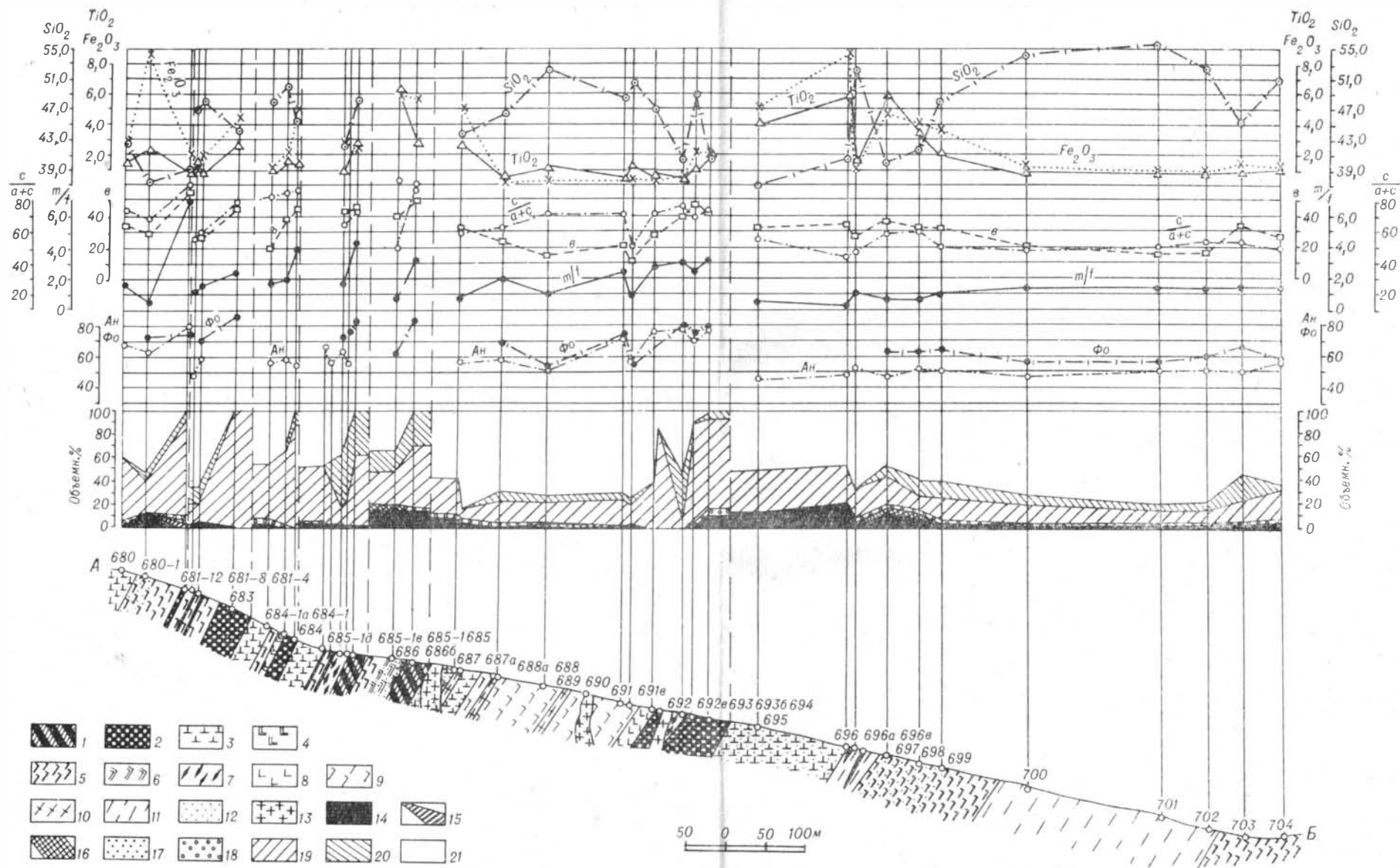


Рис. 36. Разрез слоистой серии массива Осередок по линии АБ (см. рис. 29). Характер изменения состава пород, породообразующих минералов и некоторых петрохимических параметров. Породы слоистой серии:

1 — габбро-перидотиты и верлиты; 2 — клинопироксениты; 3 — габбро; 4 — меланократовые габбро; 5 — оливиновые габбро; 6 — меланократовые оливиновые габбро; 7 — габбро-троктолиты; 8 — лейкократовые габбро; 9 — оливиновые лейкогаббро и габбро-апортозиты; 10 — лабрадориты; 11 — лейкократовые оливиновые габбро с плагиоклазом относительно низкой основности и биотитом; 12 — обогащенность титаномagnetитом; 13 — граниты. Породообразующие минералы: 14 — рудные минералы; 15 — шпинель; 16 — апатит; 17 — биотит; 18 — амфибол; 19 — пироксен; 20 — оливин; 21 — плагиоклаз. Ан — содержание анортита в плагиоклазе, Фо — содержание форстерита в оливине,  $a, b, c, m', i'$  — петрохимические характеристики по А. Н. Заварицкому. Содержания  $SiO_2$ ,  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  даны в вес. %.

товых ультраосновных пород, в верхах же появляются мезократовые рудные габбро.

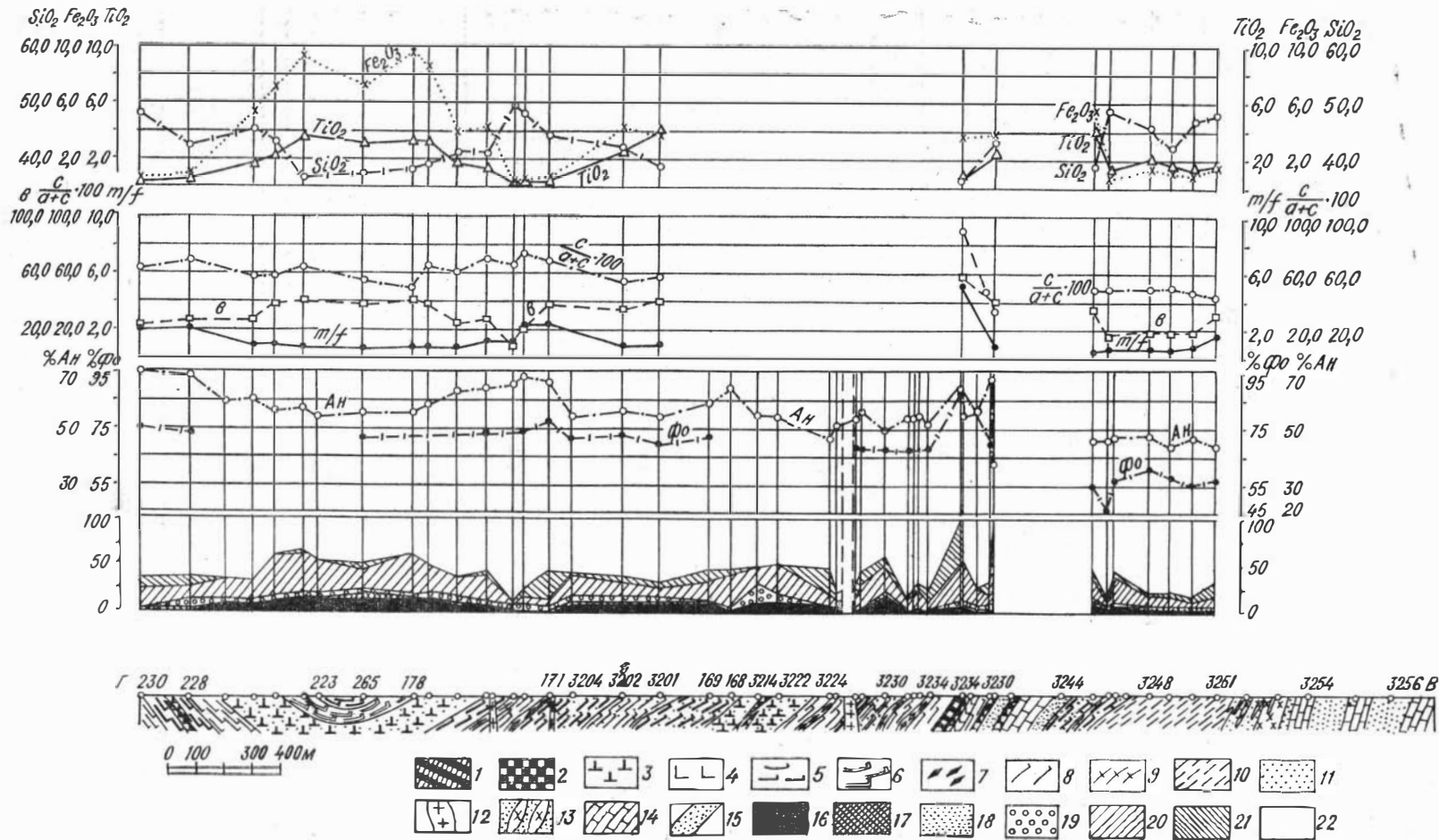
Средняя зона, имеющая наиболее контрастный состав, характеризуется чередованием различных по меланократовости габбро с габбро-троктолитами и относительно большим количеством ультраосновных пород, среди которых наряду с доминирующими клинопироксенитами встречаются разности, близкие к верлитам. Лейкократовые породы распространены в этой зоне также достаточно широко, определяя (в сочетании с меланократовыми габбро, габбро-троктолитами и ультрабазитами) высокую контрастность серии. Они обладают более высокой по сравнению с лейкократовыми габбро нижней зоны основностью плагиоклаза, отвечая по составу габбро-лабрадоритам и лабрадоритам (первые слагают довольно крупные горизонты, вторые — отдельные тонкие прослои).

Венчающая слоистую серию центральная (верхняя) зона сложена сравнительно однородными трахитоидными меланократовыми габбро, обогащенными титаномагнетитом и ильменитом и относительно бедными оливином. Она совпадает с имеющим форму чаши структурным центром массива.

Первые две зоны наиболее полно вскрыты и детально изучены в разрезе, пройденном по радиусу АБ от центральной части массива в северо-восточном направлении (см. рис. 29 и 36). Нижняя зона имеет в этом пересечении видимую мощность около 700 м. Ее разрез начинается с габброидов, ультрабазиты подстилающего горизонта здесь отсутствуют. В основании разреза у контакта массива с вмещающими породами вскрывается горизонт мезократовых и амфибол-оливиновых габбро видимой мощностью около 100 м. Далее следует мощный (250—300 м) горизонт относительно однородных лейкократовых оливиновых габбро с небольшим (около 1%) содержанием биотита и краснокоричневого, приближающегося по свойствам к керсутиту амфибола. В верхах зоны лейкократовые габбро сменяются мезократовыми оливиновыми габбро, обогащенными титаномагнетитом и апатитом, затем — меланократовыми рудными габбро. Среди последних встречаются мало мощные горизонты лейкократового оливинового габбро и тонкие линзообразные обособления пироксенитов с содержанием апатита до 14%.

Минеральный состав пород нижней зоны в разрезе АБ в общем выдержан. Преобладает плагиоклаз (45—75, в среднем около 62%). Основность его очень устойчива: как в лейко-, так и в мезократовых габбро она отвечает в среднем № 50, отклоняясь от этого значения лишь на несколько номеров в большую или меньшую сторону. Столь же устойчив состав оливина, магнезиальность которого колеблется около 60%. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом и распределены неравномерно. В нижней части зоны, сложенной преимущественно лейкократовыми оливиновыми габбро, их содержится обычно 1—2%, в верхней части, в более богатых клинопироксеном мезо- и меланократовых оливиновых и особенно безоливиновых габбро, — до 10—24%. Апатит сосредоточен главным образом в мезократовых оливиновых габбро, наиболее же высокое содержание (14%) установлено в линзах клинопироксенитов, залегающих в верхнем горизонте лейкогаббро.

Химический состав пород зоны находится в соответствии с отмеченными особенностями минерального состава. Параметры, отражающие основность плагиоклаза  $\left(\frac{c}{a+c}\right)$  и магнезиальность фемических минералов ( $m:f$ ), имеют в общем устойчивый характер. Содержание  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$ , невысокое в лейкократовых оливиновых габбро, резко и вполне согласованно возрастает в верхней пачке мезократовых рудных габбро (см. рис. 36).



Значительно бóльшим разнообразием и сложностью обладает средняя зона массива. В разрезе АБ она представлена шестью макроритами, в каждом из которых присутствуют ультраосновные и основные породы, последовательно сменяющие друг друга снизу вверх. Картина еще более усложняется тонкой слоистостью, или микроритмичностью, обусловленной чередованием различных по меланократовости тонких слоев габбро, содержащих просечки, прерывистые слои и линзы пироксенитового состава. Такие явления особенно характерны для верхней части зоны, сложенной многократно чередующимися относительно маломощными макроритами.

Нижняя часть средней зоны представлена крупным (видимая мощность в разрезе около 350 м) полно проявленным ритмом. В основании его на границе с краевой зоной залегает горизонт клинопироксенитов, оливин- и плагиоклазосодержащих их разностей, габбро-пироксенитов и меланократовых габбро, иногда приближающихся по содержанию оливина к троктолиту. Мощность этого горизонта около 100 м. Затем следует 200-метровый горизонт лейкократовых, преимущественно оливиновых габбро, по составу обычно отвечающих габбро-лабрадоритам и лабрадоритам, но иногда приближающихся к габбро-анортозитам. От лейкократовых габбро краевой зоны они отличаются большей основностью. Состав плагиоклаза в них колеблется от № 60 до № 70, достигая иногда № 76—78 и лишь изредка опускаясь до № 50. Венчается ритм 50-метровым горизонтом рудного безоливинового габбро.

Состав минералов меняется в соответствии с изменением состава пород. Установлено строго согласованное изменение основности плагиоклаза и железистости феррических минералов, что свидетельствует о наличии в массиве скрытый расслоенности, связанной с процессом кристаллизационной дифференциации. Наиболее высокой основностью плагиоклазов (№ 70—80) и максимальной магнезиальностью оливинов (около 80%) характеризуются плагиоклазосодержащие пироксениты, меланократовые габбро и габбро-троктолиты нижнего горизонта. Выше по разрезу в лейко- и мезократовых габбро основность плагиоклазов и магнезиальность оливинов несколько снижаются, причем кривые состава этих минералов полностью повторяют друг друга (см. рис. 36).

Столь же согласованно меняется и химический состав пород. Значения параметров  $\frac{c}{a+c}$  и  $m:j$  полностью соответствуют основности плагиоклазов и магнезиальности оливина, меняясь тоже закономерно. Содержание  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  наиболее значительно в начале и конце ритма — в породах, обогащенных рудной вкрапленностью; как и в краевой зоне, лейкократовые оливиновые габбро характеризуются малыми количествами рудного минерала и минимальными —  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$ .

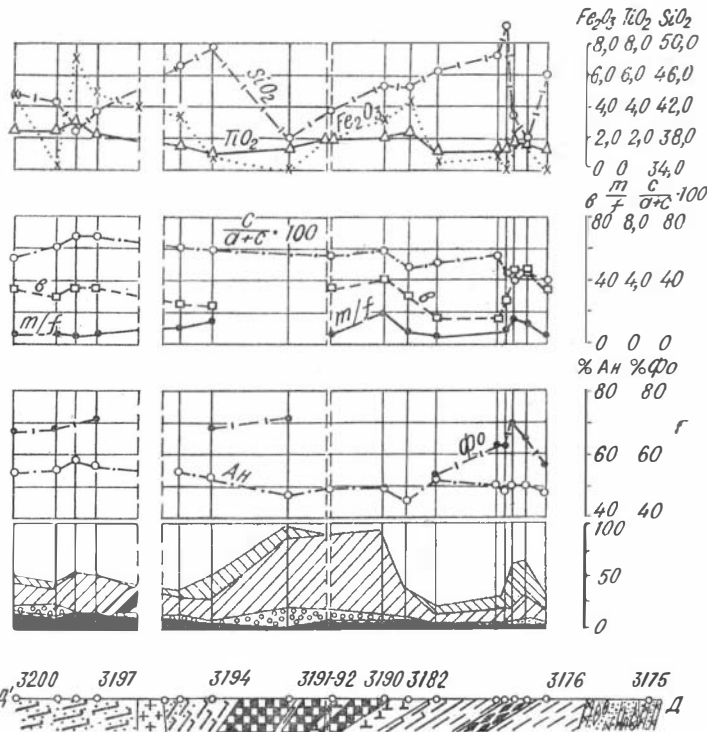
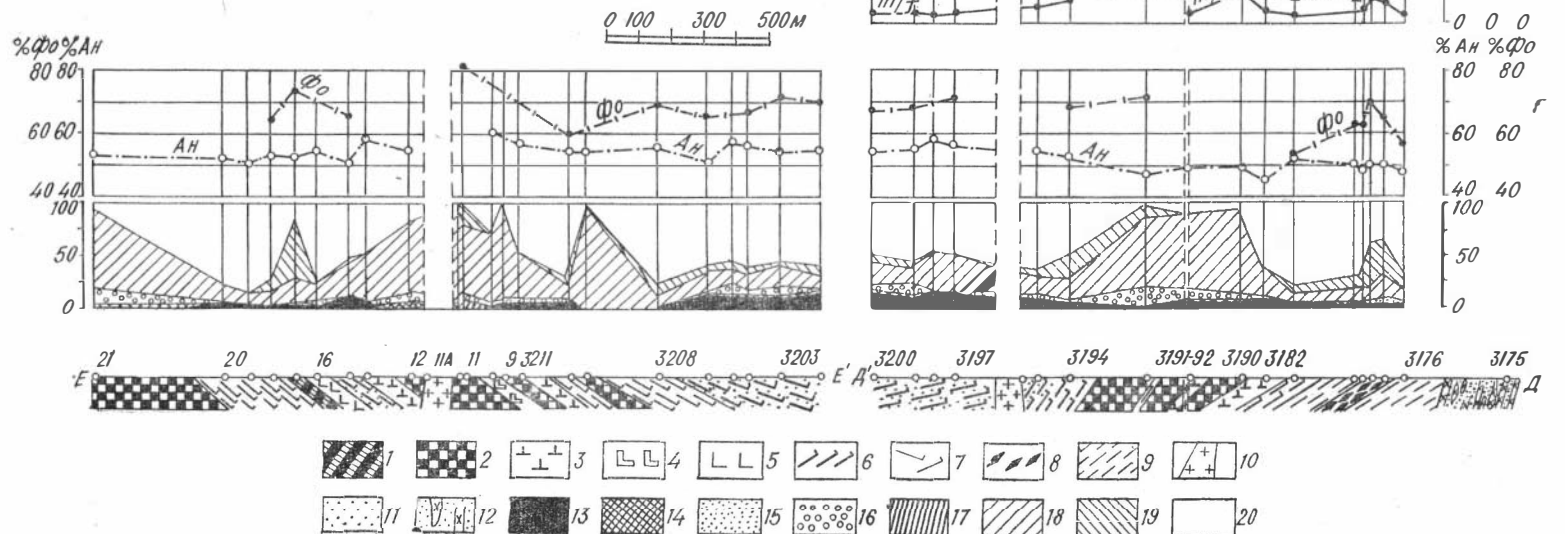
Верхняя часть средней зоны, имеющая в разрезе АБ суммарную мощность около 400 м, сложена пятью относительно мелкими (по 50—100 м) ритмами, в основании которых залегают верлит-клинопироксениты и клинопироксениты, а в верхах — оливиновые и безоливиновые габбро с горизонтами меланократовых разностей, а также тонкими прерывистыми слоями и линзочками пироксенового состава. В ритмах верхней части средней зоны согласованность в изменении состава мине-

Рис. 37. Разрез слоистой серии массива Осередок по линии ГВ (см. рис. 29). Характер изменения состава пород, породообразующих минералов и некоторых петрохимических параметров.

Породы слоистой серии: 1 — габбро-перидотиты и верлиты; 2 — клинопироксениты; 3 — габбро; 4 — лейкогаббро; 5 — оливиновые габбро; 6 — меланократовые оливиновые габбро; 7 — габбро-троктолиты; 8 — оливиновые лейкогаббро и габбро-анортозиты; 9 — лабрадориты; 10 — лейкократовые оливиновые габбро с плагиоклазом относительно низкой основности и биотитом; 11 — обогащенность титаномагнетитом; 12 — Граниты; 13 — диоритизированные роговики; 14 — мраморизованные известняки и мраморы; 15 — роговики. Породообразующие минералы: 16 — рудные минералы; 17 — апатит; 18 — биотит; 19 — амфибол; 20 — пироксен; 21 — оливин; 22 — плагиоклаз. Значения  $An$ ,  $Fo$ ,  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $m'$ ,  $f'$ ,  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ , и  $Fe_2O_3$  см. на рис. 36.

Рис. 38. Разрез слоистой серии массива Осередок по линии ЕД. Характер изменения состава пород, породообразующих минералов и некоторых петрохимических параметров. Породы слоистой серии:

1 — габбро-перидотиты и верлиты; 2 — клинопироксениты; 3 — габбро; 4 — меланократовые габбро; 5 — лейкократовые габбро; 6 — оливковые габбро; 7 — оливковые лейкогаббро с габбро-анортозиты; 8 — габбро-троктолиты; 9 — лейкократовые оливковые габбро с плагиоклазом относительно низкой основности; 10 — граниты; 11 — обогащенность титаномагнетитом; 12 — диоритизированные роговики. Породообразующие минералы: 13 — рудные минералы; 14 — апатит; 15 — биотит; 16 — амфибол; 17 — шпинель; 18 — нироксен; 19 — оливин; 20 — плагиоклаз. Значения  $A_n$ ,  $\Phi_0$ ,  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $m'$ ,  $f'$ ,  $SiO_2$ ,  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  см. на рис. 36.



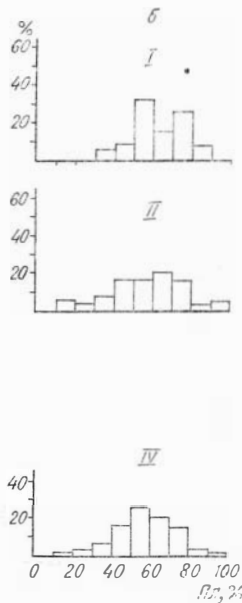
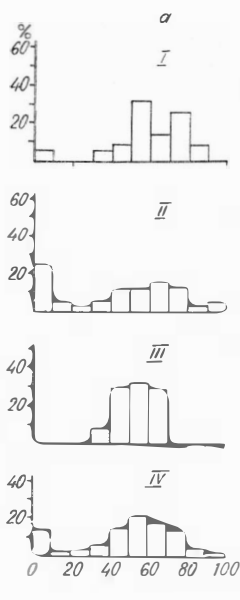


Рис. 39. Частота встречаемости различных содержаний плагиоклаза в породах разных зон слоистой серии массива Осередок. I — нижняя, II — средняя и III — верхняя зоны, IV — массив в целом. а — по всем породам, включая ультрабазиты, б — только по габброидам.

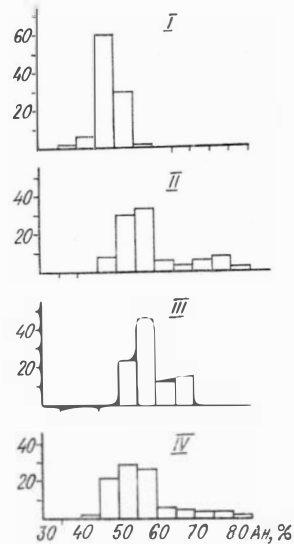


Рис. 40. Распределение плагиоклаза различного состава в габброидах различных зон слоистой серии массива Осередок. Значение римских цифр см. на рис. 39.

ралов прослеживается хуже, чем в нижнем маккоритме, так как в ультраосновных породах часто отсутствует плагиоклаз, а в основных породах габбрового ряда — оливин. Однако и здесь намечается та же тенденция, выражающаяся в

наиболее высокой основности и магнезиальности ультрабазитов нижних слоев маккоритмов и отчетливо меньшей — габброидов верхних слоев (см. рис. 36). В целом для этой части средней зоны характерна высокая роль в разрезе ультрабазитов, среди которых наряду с клинопироксенитами широко распространены оливиновые породы, отвечающие по составу верлит-клинопироксенитам. Среди габброидов господствуют мезократовые и меланократовые разновидности, ассоциирующие с габбролабрадоритами, лабрадоритами и габбро-анортозитами; лейкократовые габбро с плагиоклазом относительно низкой основности для данной части разреза не характерны.

Суммируя данные по средней зоне, следует под-

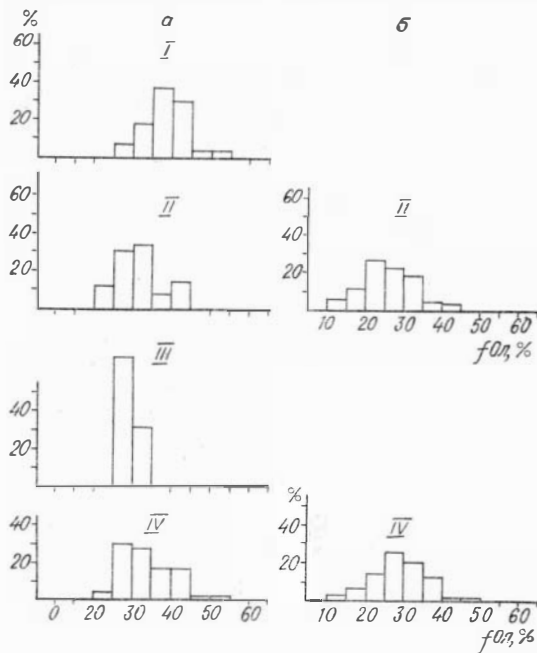


Рис. 41. Распределение оливина различного состава в породах разных зон слоистой серии массива Осередок.

а — только по габброидам; б — по всем породам, включая ультрабазиты. Значение римских цифр см. на рис. 39.

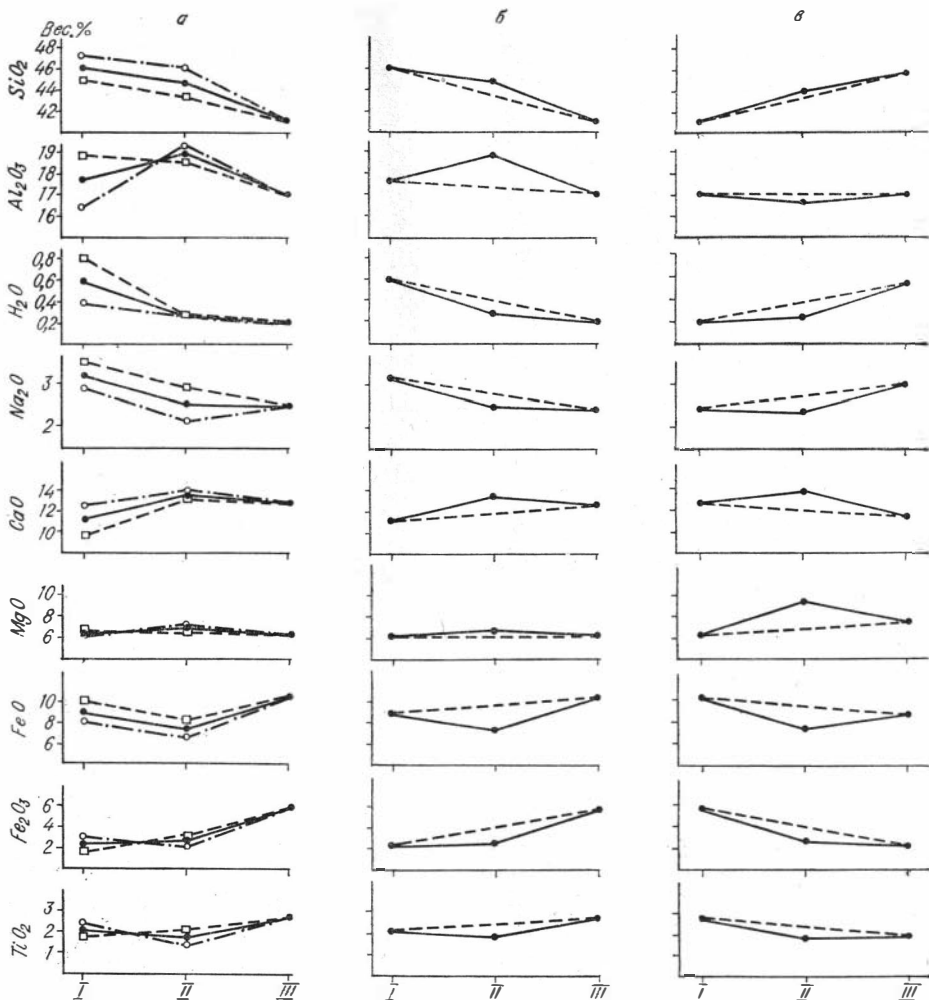


Рис. 42. Средний химический состав разных зон слоистой серии массива Осередок. I — нижняя, II — средняя и III — верхняя зоны (точки на горизонтальных осях), а — по отдельным разрезам; б — по массиву в целом (без ультрабазитов); в — по массиву в целом, включая ультрабазиты.

черкнуть свойственный ей широкий диапазон дифференцированности пород от лабрадоритов до клинопироксенитов и даже верлитов. Слагающие эту зону породы широко варьируют по лейкократовости, основности плагиоклаза и железистости оливина, что хорошо иллюстрируется рис. 39—41, причем лейкократовые породы и ультрабазиты оказываются крайними, комплементарными членами дифференцированного ряда, как бы дополняющими друг друга. При выводе из данного ряда какой-либо из этих составляющих средняя зона приобретает аномальный, резко отличный от остальных зон состав. Например, выведение ультрабазитов придает дифференцированной серии габбро-анортозитовый характер и резкую аномальность по некоторым компонентам химического состава, в частности глинозему (рис. 42). Эти нарушения устраниваются при учете в общем балансе ультрабазитов.

Верхняя зона массива, приходящаяся на структурный его центр, сложена относительно однородными, обогащенными рудной вкрапленностью габбро. В разрезе АБ такие габброиды появляются в верхах последнего маккоритма. Наиболее же полно они вскрываются в разрезе ГВ (см. рис. 37), где образуют широкую (диаметром около 900 м)



чашеобразную структуру с относительно пологими (25—10°) встречными падениями планпараллельных текстур и полосчатости в слагающих эту чашу габбро. Верхняя зона в разрезе ГВ сложена относительно меланократовыми (суммарное содержание фемических минералов около 60%) габбро с доминирующим значением пироксена (около 50%), относительно малым количеством оливина (до 5—6%) и высоким (до 10—12%) — титаномагнетита и ильменита. В рудных габбро иногда наблюдается повышенное (5—6%) содержание апатита. Состав породообразующих минералов в общем устойчив. Основность плагиоклаза колеблется около № 55, достигая № 60—65 в краях зоны. Магнезиальность оливина изменяется в диапазоне 70—75%. Петрохимические параметры также свидетельствуют об устойчивой основности и магнезиальности пород центра. Эти породы имеют высокое содержание  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$ , что подтверждает существенно титаномагнетитовый состав рудного компонента.

Две другие зоны в разрезе ГВ в принципе подобны описанным в разрезе АБ, характеризуясь вместе с тем некоторыми индивидуальными особенностями. Так, в нижней зоне, имеющей мощность около 500 м, лейкократовые оливиновые габбро характеризуются меньшей основностью плагиоклаза (№ 40—50), меньшей магнезиальностью оливина (55—60%  $Ф_0$ ) и повышенным содержанием биотита. Средняя зона, начинающаяся после крупного останца карбонатных пород, имеет мощность около 1400 м, однако вскрыта и изучена хуже, чем в разрезе АБ. Ультраосновные породы встречаются здесь довольно часто, но, как правило, образуют маломощные горизонты и линзы, увязывающиеся с габброидами в отдельные макоритмы недостаточно четко. Среди преобладающих в данном разрезе мелано- и мезократовых габбро чаще, чем в разрезе АБ, встречаются лабрадориты и габбро-анортозиты. Характерно в целом более высокое содержание в габброидах титаномагнетита и ильменита. Состав породообразующих минералов и химизм пород меняются, по существу, так же, как в разрезе АБ. Картина сохраняется и в наиболее протяженном меридиональном разрезе ЕД (см. рис. 38).

Из анализа материалов по трем рассмотренным разрезам и из наблюдений в промежутках между ними можно заключить, что выделенные зоны достаточно отчетливо прослеживаются на всей площади массива. Характер их также выдерживается: краевая зона имеет наиболее кислый и лейкократовый состав, средняя характеризуется резкой изменчивостью состава пород, варьирующих в наиболее широком диапазоне от лабрадоритов и габбро-анортозитов через различные по меланократовости габбро до ультрабазитов, центральная же сложена однотонными меланократовыми и мезократовыми рудными габбро. Состав породообразующих минералов и химизм пород по зонам иллюстрируется рис. 39—42, на которых сопоставлены габброиды выделенных зон без ультрабазитов и валовые составы разных зон, включая ультрабазиты. Эти графики подтверждают отмеченные выше различия в составах зон и позволяют дать количественные оценки этим различиям.

Анализ химизма пород по зонам в различных пересечениях массива (см. рис. 42) свидетельствует прежде всего об одинаковом характере его изменения в рассмотренных разрезах. При сравнении состава габброидов разных зон отчетливо видно, что от центра к периферии массива растет содержание  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$ , значения же  $CaO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$  при этом заметно уменьшаются. По сравнению со стандартными типами габбро, по Р. Дэли, габброиды центральной зоны массива Осередок характеризуются более высокой основностью, железистостью и титанистостью, в габброидах же краевой зоны устанавливается повышенное содержание  $Na_2O$ . Отмеченные тенденции в измене-

нии среднего химического состава разных зон полностью сохраняются и в том случае, если в расчеты наряду с габброидами включаются ассоциирующие с ними ультрабазиты (см. рис. 42).

С отмеченными особенностями химизма пород разных зон хорошо согласуются изменения в содержании и составе породообразующих минералов. Так, определяющее лейкократовость габброидов количество плагиоклаза (см. рис. 39) оказывается максимальным в породах краевой зоны (30—90%) при двух максимумах: 50—60 и 70—80%. Для этой зоны характерна и наименьшая основность плагиоклаза, отвечающая в большинстве случаев № 45—50 (см. рис. 40). Средняя зона характеризуется наибольшей изменчивостью как содержания, так и состава плагиоклаза. Здесь находится полная гамма пород от голомеланократовых разностей до лабрадоритов, наиболее же распространены габброиды с содержанием плагиоклаза 40—80%. Основность плагиоклаза меняется в диапазоне № 45—90 с максимумом в интервале № 50—60. Наконец, в наименее дифференцированной центральной части массива количество плагиоклаза колеблется в пределах 30—70%, в подавляющем же большинстве случаев оно отвечает 40—70%. Состав плагиоклаза также характеризуется большой устойчивостью: общий диапазон изменчивости № 50—70, наиболее распространенные значения № 55—60.

С основностью плагиоклаза строго коррелируется железистость оливина (см. рис. 41). В породах относительно низкой основности краевой зоны она максимальная: крайние значения 25—55% *f*, обычные 35—45% *f*. Породы средней зоны характеризуются в общем меньшей железистостью оливина: чаще всего она соответствует 25—35% при крайних значениях 20—45%. В габброидах центральной части массива оливин характеризуется наиболее устойчивым составом 25—35% *f*. Имеется и ряд других особенностей в составе пород различных зон. В частности, наблюдается усиление роли биотита в относительно менее основных породах краевой зоны.

Характер распределения главнейших породообразующих минералов по площади массива иллюстрируют рис. 43—50. Этими рисунками подтверждаются отмеченные выше особенности состава и строения выделенных зон. Сопоставление их позволяет также увидеть закономерные связи (положительные и антагонистические) между некоторыми минералами, причем эти связи хорошо согласуются с подробно рассматриваемыми ниже зависимостями, выведенными на основе корреляционного анализа.

Заключая характеристику выделенных зон, отметим, что наряду с ранее рассмотренной расслоенностью, обусловленной закономерным чередованием различных по меланократовости и основности слоев, слагающих микро- и макроритмы, в массиве Осередок имеется грубая зональность, основанная на различии валовых составов краевой, средней и центральной частей интрузива. Эти различия связаны уже не с процессом кристаллизационной дифференциации (им обусловлено свойственное всем трем зонам ритмически-расслоенное строение), а, по-видимому, с термодиффузионной дифференциацией, сопровождавшейся газовым переносом ряда компонентов (в частности, щелочей и кремнезема) из центральной части интрузива к апикальным.

Диффундирование щелочей от центра к периферии интрузивных тел, т. е. в области пониженного давления и относительно низких температур, наиболее удачно объясняется с позиций закона эквипотенциального их распределения в расплаве в магматической камере (Кеннеди, 1957; Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971). Миграция щелочей обычно сопровождается подчиняющимся тому же закону диффундированием воды в периферические зоны магматических камер и накоплением ее в этих зонах. Для габбровых массивов, формирующихся в таких

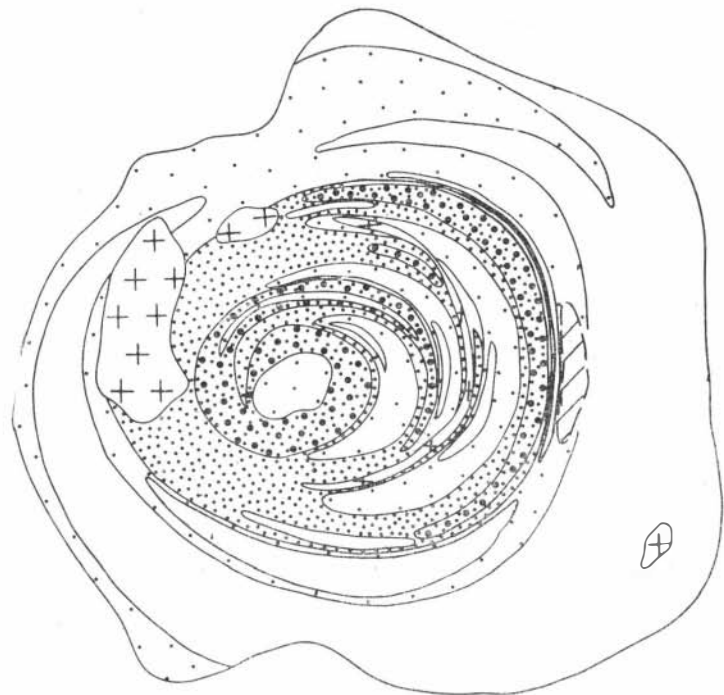


Рис. 43. Распределение плагиоклаза в массиве Осередок. Состав плагиоклаза:

1 — 45—50% Ан, 2 — 51—55% Ан, 3 — 56—60% Ан, 4 — >60% Ан, 5 — граниты; 6 — ксенолит вмещающих пород.

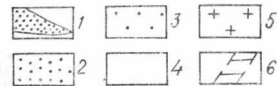


Рис. 44. Распределение плагиоклаза в массиве Осередок. Количество плагиоклаза:

1 — до 10,0%, 2 — 10,1—40,0%, 3 — 40,1—60,0% 4 — >60,1%; 5 — граниты; 6 — ксенолит вмещающих пород.

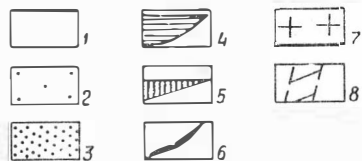
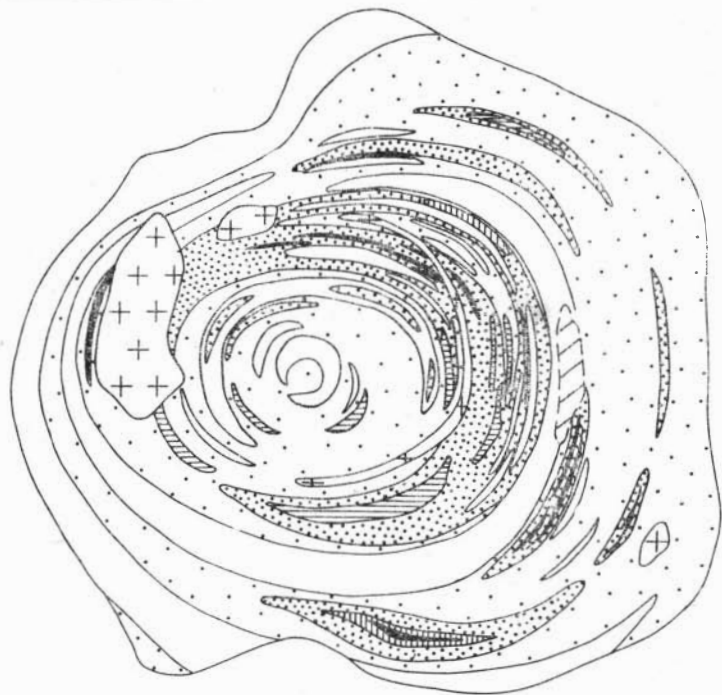


Рис. 45. Распределение оливина в массиве Осередок. Количество оливина:

1 — отсутствует, 2 — до 9,9%, 3 — 10,0—19,9, 4 — 20,0—29,9%, 5 — 30,0—39,9%, 6 — >40,0%; 7 — граниты; 8 — ксенолит вмещающих пород.

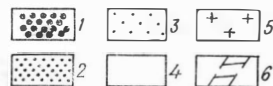
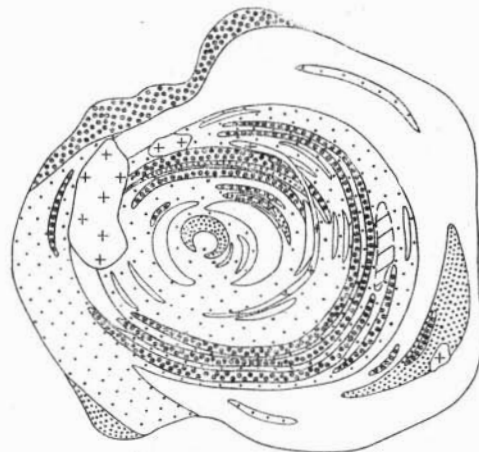


Рис. 46. Распределение моноклиного пироксена в массиве Осередок. Количество пироксена:

1 — >60,0%, 2 — 40,1—60,0%, 3 — 20,1—40,0%, 4 — до 20,0%; 5 — граниты; 6 — ксенолит вмещающих пород.

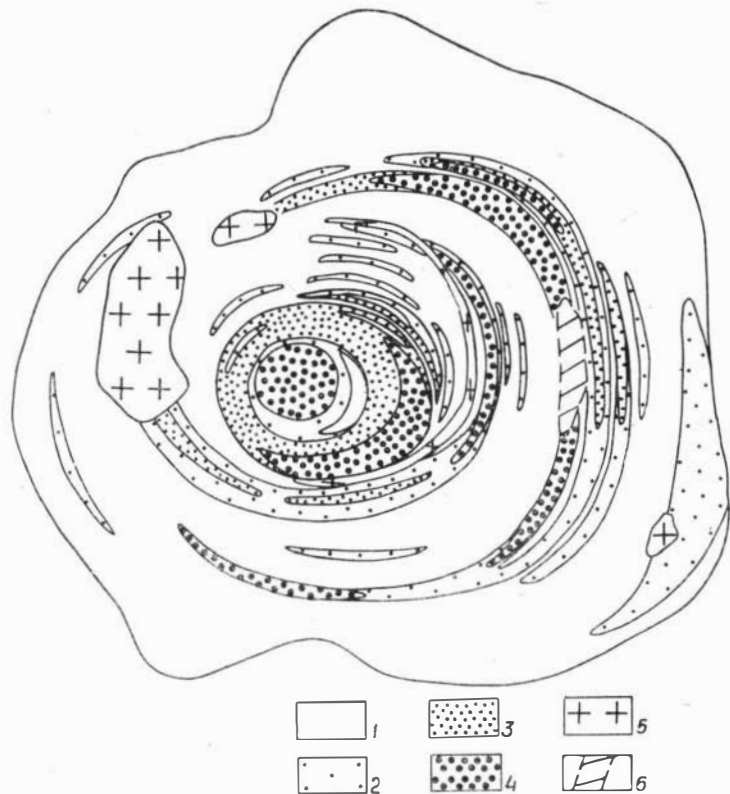


Рис. 47. Распределение титаномagnetита, магнетита и ильменита в массиве Осередок. Количество рудных минералов:

1 — до 3,9%, 2 — 4,0—7,9%, 3 — 8,0—11,9%, 4 — >12%, 5 — граниты; 6 — ксенолит вмещающих пород.

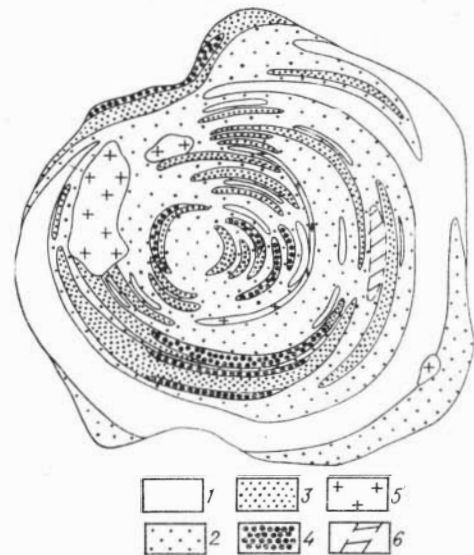


Рис. 48. Распределение амфибола в массиве Осередок. Количество амфибола:

1 — отсутствует, 2 — 0,1—5,0%, 3 — 5,1—10,0%, 4 — >10%, 5 — граниты; 6 — ксенолит вмещающих пород.

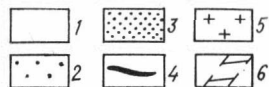
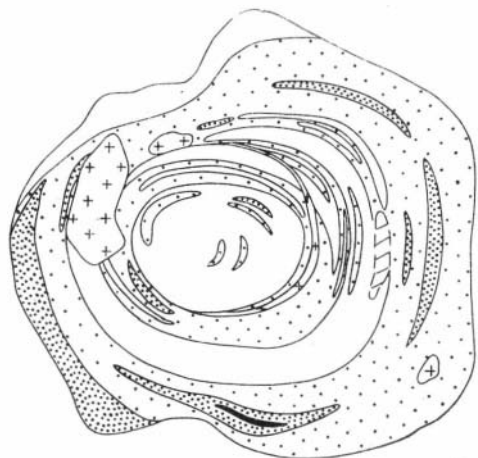


Рис. 49. Распределение биотита в массиве Осередок. Количество биотита:

1 — отсутствует, 2 —  $< 3,0\%$ , 3 —  $3,0-5,9\%$ , 4 —  $> 6\%$ ; 5 — граниты; 6 — ксенолит вмещающих пород.

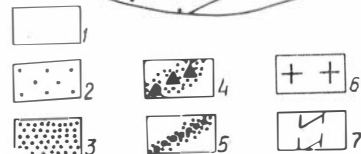
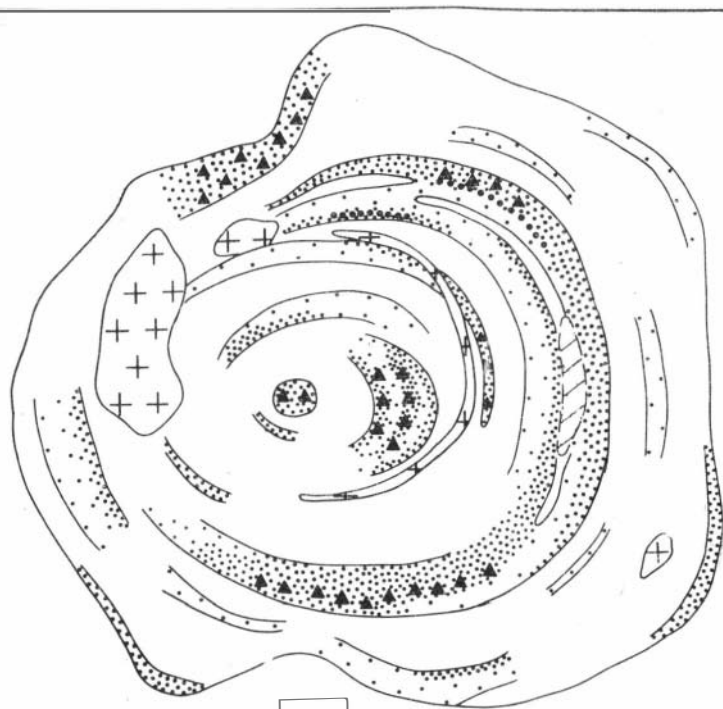


Рис. 50. Распределение апатита в массиве Осередок. Количество апатита:

1 — отсутствует, 2 —  $0,1-1,0\%$ , 3 —  $1,1-4,0\%$ , 4 —  $4,1-8,0\%$ , 5 —  $> 8,0\%$ ; 6 — граниты; 7 — ксенолит вмещающих пород.

условиях, отмечается в качестве специфической черты зональность, аналогичная рассмотренной выше, т. е. закономерное покисление и ощелочение пород от центра к периферии массива, сопровождающееся понижением основности плагиоклаза и увеличением железистости фемических минералов, в частности оливина (Кеннеди, 1957). Нам представляется, что этот процесс может идти и существенно дальше, чем это свойственно, например, массиву Осередок, с образованием в периферических зонах габбровых интрузивов более кислых пород диоритового и сиенитового рядов.

В общем же в становлении массива Осередок ведущая роль принадлежала кристаллизационной дифференциации, обусловившей различное по контрастности и степени дифференцированности ритмически-расслоенное строение отдельных его частей (зон). Об этом свидетельствуют рассмотренные выше данные о закономерном согласованном изменении состава породообразующих минералов по разрезам в рамках отдельных ритмов. Хорошей иллюстрацией этому также служат выявленные на основе корреляционного анализа закономерные связи между главнейшими породообразующими минералами и окислами.

Корреляционный анализ проведен в полной мере лишь для пород габбровой группы, варьирующих по составу в широких пределах: от лейкогаббро, габбро-анортозитов и лабрадоритов до меланократовых разностей, приближающихся к габбро-пироксенитам и габбро-перидотитам; ультраосновные породы, обладающие специфическим составом, исследовались в этом плане отдельно и в силу недостаточной представительности материала менее обстоятельно. Парные корреляции рассчитывались для содержания главнейших породообразующих минералов и окислов в химически анализировавшихся габброндах ( $n=62$ , табл. 23). В расчеты также вводились состав плагиоклазов (% An) и — для группы пород, содержащих оливин ( $n=43$ , табл. 24), — железистость оливинов. Для пород одного из разрезов ( $n=32$ , табл. 25) рассчитаны парные корреляции породообразующих минералов и некоторых элементов-примесей. Многие из рассмотренных компонентов характеризуются отличным от нормального распределением, причем наиболее значительные отклонения устанавливаются обычно в коэффициентах асимметрии при очень близких к нормальному распределению показателях акцесса. Вместе с тем общий анализ полученного материала позволяет увидеть устойчивые связи между многими компонентами: эти связи, как правило, хорошо согласуются с геолого-петрографическими данными и с теми зависимостями, которые следует ожидать для дифференцированных ритмически-расслоенных серий.

Корреляционные связи между породообразующими минералами, устанавливаемые по разным выборкам, в общих чертах повторяются, характеризуясь примерно следующей формулой:

Пл — МП (Ам, ТМ, Ил, Ап) — Ол (Би).

Здесь и далее компоненты, находящиеся в разных частях формул, имеют отрицательные корреляции, в одной — положительные. За скобки выносятся компоненты, связанные постоянными сильными зависимостями, в круглые скобки заключены породообразующие минералы, характеризующиеся не столь стабильными связями. В последующих формулах квадратными скобками разделяются компоненты разного свойства, например породообразующие минералы и окислы или породообразующие минералы и элементы-примеси и т. д.

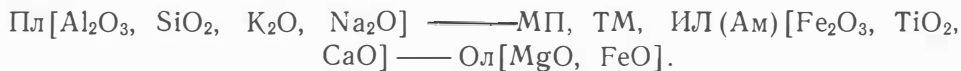
Приведенная формула и данные табл. 23—25 свидетельствуют об устойчивых отрицательных связях плагиоклаза с пироксеном и оливином. Наибольшим антагонизмом характеризуются плагиоклаз и клинопироксен. Все это хорошо согласуется с явлениями кристаллизацион-

Парные коэффициенты линейной корреляции между породообразующими  
Количество проб 62

| $\bar{X}$                      | 8,31    | 21,64  | 60,35  | 2,45   | 0,84   | 5,78      | 0,65   | 55,87  | 44,85            |
|--------------------------------|---------|--------|--------|--------|--------|-----------|--------|--------|------------------|
| S                              | 9,71    | 11,14  | 13,62  | 3,16   | 1,38   | 5,56      | 1,41   | 8,36   | 4,87             |
| A                              | +1,83   | +0,84  | -0,064 | +1,52  | +2,47  | +1,02     | +2,37  | +0,99  | +0,048           |
| E                              | +3,60   | +0,48  | -0,51  | +1,71  | +7,76  | +0,20     | +4,64  | +0,47  | -1,01            |
| d                              | 0,71    | 0,78   | 0,80   | 0,79   | 0,71   | 0,85      | 0,67   | 0,76   | 0,86             |
|                                | Ол      | МП     | Пл     | Ам     | Би     | ТМ,<br>Ил | Ап     | % Ан   | SiO <sub>2</sub> |
| K <sub>2</sub> O               | +0,15   | -0,48  | +0,45  | -0,26  | +0,69  | -0,38     | -0,086 | -0,53  | +0,36            |
| Na <sub>2</sub> O              | -0,080  | -0,53  | +0,52  | +0,018 | +0,35  | -0,16     | -0,024 | -0,51  | +0,30            |
| CaO                            | -0,48   | +0,32  | -0,047 | +0,32  | -0,49  | +0,19     | +0,23  | +0,35  | -0,15            |
| MgO                            | +0,73   | +0,048 | -0,50  | -0,11  | +0,21  | -0,14     | -0,043 | +0,21  | -0,28            |
| MnO                            | +0,34   | +0,15  | -0,61  | +0,20  | +0,16  | +0,37     | +0,32  | -0,22  | -0,60            |
| FeO                            | +0,34   | +0,043 | -0,54  | +0,22  | +0,20  | +0,41     | +0,23  | -0,30  | -0,51            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -0,32   | +0,53  | -0,58  | +0,15  | -0,34  | +0,87     | +0,23  | -0,10  | -0,71            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -0,33   | -0,33  | +0,72  | +0,069 | -0,060 | -0,46     | -0,30  | +0,29  | +0,36            |
| TiO <sub>2</sub>               | -0,17   | +0,31  | -0,54  | +0,060 | -0,19  | +0,85     | +0,58  | -0,36  | -0,67            |
| SiO <sub>2</sub>               | -0,030  | -0,35  | +0,65  | -0,20  | +0,097 | -0,68     | -0,33  | -0,041 |                  |
| % Ан                           | -0,079  | +0,17  | +0,031 | +0,16  | -0,43  | -0,21     | -0,23  |        |                  |
| Ап                             | +0,0094 | -0,097 | -0,16  | +0,007 | -0,14  | +0,35     |        |        |                  |
| ТМ, Ил                         | -0,29   | +0,42  | -0,57  | +0,099 | -0,33  |           |        |        |                  |
| Би                             | +0,44   | -0,33  | +0,070 | -0,27  |        |           |        |        |                  |
| Ам                             | -0,26   | +0,045 | -0,096 |        |        |           |        |        |                  |
| Пл                             | -0,25   | -0,66  |        |        |        |           |        |        |                  |
| МП                             | -0,39   |        |        |        |        |           |        |        |                  |

ной дифференциации в массиве. Весьма интересны и показательны положительные корреляции между пироксеном, амфиболом, титаномagnetитом, ильменитом и апатитом. В то же время эти минералы обнаруживают отрицательную корреляцию с оливином и биотитом, связанными между собой положительно. Эти зависимости также стабильны и закономерны.

Корреляционный анализ породообразующих окислов хорошо согласуется с приведенными выше данными, существенно их дополняя. По массиву в целом связи между породообразующими минералами и окислами (см. табл. 23) отображаются в общих чертах следующим образом:



Эта формула свидетельствует о достаточно надежном соответствии данных количественно-минералогического и химического анализов, объективно отражающих одинаковые тенденции. Обращает на себя внимание резко выраженная отрицательная корреляция силикатных и мафических окислов, соответствующая отмеченному выше антагонизму плагиоклаза с пироксеном и оливином.

Хорошей иллюстрацией закономерностей, сопряженных с кристаллизационной дифференциацией, являются, на наш взгляд, выявленные корреляционным анализом зависимости между содержанием и составом плагиоклаза и оливина в габброидах массива Осередок. Из табл. 24, составленной для оливиновых габбро, видно, что железистость оливинов и основность плагиоклазов имеют резко выраженную отрицательную корреляцию ( $r = -0,710$  при  $r_{01} \leq 0,400$ ). Железистость оливина,



## минералами и окислами габброидов массива Осередок

|                  |                                |                                |        |        |       |         |                   |                  |
|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|--------|-------|---------|-------------------|------------------|
| 1,90             | 18,59                          | 2,85                           | 8,79   | 0,20   | 6,62  | 12,54   | 2,76              | 0,40             |
| 1,38             | 3,80                           | 2,73                           | 4,20   | 0,079  | 3,24  | 3,21    | 0,80              | 0,31             |
| +1,28            | +0,078                         | +0,92                          | +2,22  | +1,46  | +1,52 | +1,78   | +0,60             | +1,10            |
| +1,34            | -0,68                          | -0,31                          | +8,75  | +4,44  | +3,09 | +7,64   | +0,71             | -0,048           |
| 0,78             | 0,83                           | 0,85                           | 0,69   | 0,71   | 0,68  | 0,64    | 0,77              | 0,81             |
| TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO    | MnO    | MgO   | CaO     | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O |
| -0,22            | +0,28                          | -0,43                          | -0,051 | -0,14  | +0,26 | -0,38   | +0,71             |                  |
| -0,069           | +0,33                          | -0,29                          | +0,17  | +0,036 | -0,54 | +0,0096 |                   |                  |
| +0,19            | +0,11                          | +0,081                         | +0,17  | +0,19  | -0,40 |         |                   |                  |
| -0,10            | -0,51                          | -0,015                         | +0,21  | +0,38  |       |         |                   |                  |
| +0,51            | -0,57                          | +0,27                          | +0,88  |        |       |         |                   |                  |
| +0,48            | -0,54                          | +0,23                          |        |        |       |         |                   |                  |
| +0,72            | -0,43                          |                                |        |        |       |         |                   |                  |
| -0,53            |                                |                                |        |        |       |         |                   |                  |

кроме того, имеет обратную связь с количеством оливина в габброидах и прямую — с количеством плагиоклаза. Основность же плагиоклаза характеризуется слабо выраженной положительной корреляцией с содержанием оливина и отрицательной — с количеством плагиоклаза. Рассмотренные зависимости выражаются формулой Фа(Пл) — Ан(Ол) и полностью согласуются с теми тенденциями, которые были выявлены в изменениях состава плагиоклаза и оливина по разрезам (см. рис. 36—38).

Интересные данные получены на основе корреляционного анализа для рудных минералов габброидов. Прежде всего выявляются очень сильные и стабильные положительные корреляции рудных минералов с TiO<sub>2</sub> ( $r = +0,85$ ) и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = +0,87$ ), которые свидетельствуют об ильменит-титаномагнетитовом характере рудной ассоциации (см. табл. 23).

Связи рудных минералов с другими компонентами могут быть проиллюстрированы следующими формулами, вытекающими соответственно из табл. 23 и 25:

Ол(Би) — ТМ, Пл, МП(Ап, Ам) — Пл, Ол(Би) [Со, Ni, Ст] —  
— ТМ, Пл, МП(Ам).

Эти формулы свидетельствуют о тесной взаимосвязи рудных минералов, а вместе с ними и апатита, с главнейшими породообразующими минералами и сопряженными с ними элементами-примесями. Таким образом, рудные минералы являются составной частью основной группы породообразующих компонентов, соотношения между которыми обусловлены процессом кристаллизационной дифференциации. Связи



Парные коэффициенты линейной корреляции между породообразующими минералами и элементами-примесями габброидов массива Осередок.  
Количество проб 32

|           |       |         |        |        |        |       |       |       |        |       |        |        |
|-----------|-------|---------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|
| $\bar{X}$ | 11,66 | 19,1    | 58,93  | 5,65   | 2,63   | 1,21  | 52,56 | 0,013 | 0,021  | 0,01  | 0,0046 | 1,93   |
| S         | 13,46 | 9,92    | 15,18  | 4,66   | 3,65   | 1,73  | 3,28  | 0,013 | 0,015  | 0,012 | 0,0025 | 1,36   |
| A         | +1,74 | +1,36   | -0,71  | +0,51  | +1,29  | +1,84 | -0,26 | +1,44 | +1,85  | +1,95 | +1,54  | +0,61  |
| E         | +2,5  | +1,5    | +0,75  | -1,36  | +0,29  | +3,66 | -0,82 | +1,98 | +3,55  | +3,56 | +2,91  | -0,12  |
| d         | 0,70  | 0,72    | 0,76   | 0,89   | 0,79   | 0,75  | 0,84  | 0,74  | 0,66   | 0,70  | 0,68   | 0,80   |
|           | Ол    | МП      | Пл     | ТМ, Ил | Ам     | Би    | % Аи  | Cr    | V      | Ni    | Co     | Ni, Co |
| Ni/Co     | +0,72 | -0,15   | -0,26  | -0,57  | -0,49  | +0,52 | -0,44 | +0,81 | -0,12  | +0,81 | +0,41  |        |
| Co        | +0,76 | 0,0069  | -0,68  | -0,063 | -0,21  | +0,66 | -0,21 | +0,64 | +0,095 | +0,78 |        |        |
| Ni        | +0,91 | -0,061  | -0,61  | -0,38  | -0,39  | +0,69 | -0,35 | +0,89 | -0,035 |       |        |        |
| V         | -0,15 | +0,38   | -0,25  | +0,49  | +0,034 | -0,13 | +0,27 | -0,17 |        |       |        |        |
| Cr        | +0,83 | -0,061  | -0,48  | -0,49  | -0,4   | +0,64 | -0,36 |       |        |       |        |        |
| (% Аи)    | -0,34 | +0,44   | -0,16  | +0,51  | +0,25  | -0,57 |       |       |        |       |        |        |
| Би        | +0,66 | -0,17   | -0,32  | -0,47  | -0,38  |       |       |       |        |       |        |        |
| Ам        | -0,37 | -0,0034 | -0,012 | +0,4   |        |       |       |       |        |       |        |        |
| ТМ, Ил    | -0,31 | +0,23   | -0,26  |        |        |       |       |       |        |       |        |        |
| Пл        | -0,60 | -0,48   |        |        |        |       |       |       |        |       |        |        |
| МП        | -0,20 |         |        |        |        |       |       |       |        |       |        |        |

рудных минералов с породообразующими окислами, в частности четко выраженная отрицательная их корреляция с кремнеземом, глиноземом и щелочами, находятся в полном соответствии с этим выводом.

Чрезвычайно интересна и показательна в этом отношении формула зависимости количества рудных минералов и апатита от содержания плагиоклаза и его состава, основанная на наиболее полных данных табл. 23: Пл — ГМ, Ил, Ап — Ан. Вытекающая из нее отрицательная корреляция рудного минерала и апатита с содержанием плагиоклаза, с одной стороны, и его основностью, с другой, указывает на то, что главными концентраторами рудных минералов и апатита в массиве горы Осередок являются меланократовые (судя по предыдущим формулам, существенно пироксеновые) габбро с плагиоклазом сравнительно низкой основности. Если исходить из обычных представлений о принадлежности таких плагиоклазов к категории поздних, относительно низкотемпературных, то следует считать, что рудные минералы и апатит накапливались в ходе дифференциации в остаточном расплаве состава меланократовых пироксеновых габбро и плагиоклазсодержащих клинопироксенитов. С этим хорошо согласуется появление в конце ряда макроритмов вслед за очень бедными рудными минералами лейкократовыми габбро и габбро-анортозитами мезо- и меланократовых существенно пироксеновых рудных габбро. Вероятно, с этим же может быть увязана повышенная концентрация рудных минералов в венчающей слоистую серию центральной (верхней) зоне массива, сложенной, кстати, мезо- и меланократовыми габбро, сравнительно бедными оливином и богатыми пироксеном.

Подобные отношения рудных и других породообразующих минералов отмечаются во многих расслоенных массивах Алтае-Саянской области; характерны они и для сиенит-габбровой ассоциации Кизирского массива. Надо полагать, что отношения рудных минералов с основными породообразующими минералами расслоенных массивов были бы существенно иными, или во всяком случае не столь стабильными, а зачастую нарушенными, если бы их распределение в этих массивах зависело от каких-то иных, не связанных с кристаллизационной дифференциацией процессов.

В строении слоистой (дифференцированной) серии Осередка и в свойственной ей эволюции состава пород и породообразующих минералов имеется много общего с тенденциями, отмеченными для Кизирского сиенит-габбрового массива. Это прежде всего грубая зональность с обособлением в эндоконтакте массива пояса лейкократовых пород, обогащенных кремнеземом и щелочами. Это также четкое ритмическое строение слоистой серии и устойчивая закономерная зависимость в распределении и составе сосуществующих породообразующих минералов в пределах отдельных ритмов и массива в целом (скрытая расслоенность), обусловленная явлениями кристаллизационной дифференциации.

Для массивов Осередок и Кизирского устанавливается антагонизм между плагиоклазом и фемическими минералами. В свою очередь, для последних характерен антагонизм между оливином, с одной стороны, пироксеном и рудным, с другой. Есть отличия в характере распределения титанистого амфибола: в массиве Осередок он связан прямой зависимостью с пироксеном и рудным минералом; в Кизирском же массиве для него, как и для биотита, установлены обратные отношения с этими компонентами.

В обоих массивах наблюдается отчетливая тенденция роста железистости оливина и пироксена по мере уменьшения основности (покисления) плагиоклаза, несизменно прослеживающаяся в каждом макроритме. Характерно также накопление рудного минерала в меланократовых, существенно пироксеновых габбро с относительно низкой

основностью плагиоклаза, слагающих верхние горизонты макроритмов, а также центральные зоны массивов и представляющих, по всей вероятности, продукты поздних, остаточных расплавов. Таким образом, для массива Осередок, как и для Кизирского, характерен «феннеровский» тип дифференциации.

## ПАДУНСКИЙ МАССИВ

К пироксенит-габбровому типу интрузий, по-видимому, должен быть отнесен и сравнительно небольшой (2,5 км<sup>2</sup>) интрузив, расположенный на северном контакте крупного гранитоидного плутона верховья р. Казыр, известного в составе ольховского комплекса раннепалеозойских гранитов под названием Падунского (см. рис. 1). Габбровый интрузив, который мы также называем Падунским, обладает автономией внутреннего строения и состава. Это несомненно догранитный габбровый массив, в котором обнаруживаются признаки концентрически-зонального расслоенного строения и достаточно широкой дифференцированности. Вместе с тем он в значительной степени изменен и нарушен под воздействием более поздних гранитов, южная его часть «срезана» гранитоидным плутоном.

Породы, слагающие Падунский габбровый интрузив, характеризуются значительным разнообразием. Наиболее широко распространены пироксен-роговообманковые габбро. Главные породообразующие минералы в них — плагиоклаз, бурая роговая обманка и клинопироксен. Основность плагиоклаза отвечает в среднем № 60—65, в отдельных минеральных зернах, обладающих грубой зональностью, она достигает № 80 в ядрах и № 50—55 на периферии. Количественные соотношения плагиоклаза и фемических минералов варьируют достаточно широко. Преобладают породы с примерно равными их содержаниями. Вместе с тем встречаются меланократовые разновидности, приближающиеся к габбро-пироксенитам, и наряду с этим — лейкократовые габбро, содержание фемических минералов в которых снижается до 20% и ниже. Среди фемических минералов иногда встречаются в небольших количествах биотит, оливин и ортопироксен. Оливин содержит около 40—45% фаялита ( $-2V=76-78^\circ$ ). Железистость ортопироксенов, отвечающих по составу гиперстенам, составляет 36—38% ( $-2V=48-50^\circ$ ). Наиболее ранними являются оливин, орто- и клинопироксены. Бурая роговая обманка формировалась позже, обрстая зерна оливина и пироксена. Самый последний биотит развивался по роговой обманке и в промежутках между зернами других минералов. Рудные акцессории представлены ильменитом и пирротинном, вокруг последнего иногда образуются каймы пентландита.

Оливиновые габбро встречаются несколько реже. Они характеризуются очень высокой основностью плагиоклазов, отвечающей в общем № 85—90, а в ядрах отдельных минеральных зерен достигающей № 98. Пироксены преимущественно моноклинные, гиперстен встречается крайне редко. Оливин слабожелезистый с содержанием фаялитовой составляющей около 30% ( $-2V=82-83^\circ$ ). Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, пирротинном и халькопиритом. Преобладают ильменит и пирротин.

Габбро-нориты распространены еще более ограниченно. Они близки по составу к пироксен-роговообманковым габбро, характеризуются заметно большей ролью ромбических пироксенов, приобретающих в некоторых образцах главенствующее значение. Плагиоклаз в них обладает меньшей основностью, отвечающей в среднем № 45—50; битовниковые ядра состава № 80 встречаются очень редко. Железистость гиперстенов около 35—36% ( $-2V=50-51^\circ$ ).

В габброидной группе пород устанавливаются и менее основные разности, приближающиеся по составу к кварцсодержащим габбро-диоритам и диоритам. Они встречаются в южной части габбрового интрузива, примыкающей к гранитоидному плутону. Исходный состав пород этой группы выявляется с трудом в силу порою весьма значительных изменений, которые они испытывали при формировании более поздних гранитов. Вместе с тем достаточно отчетливо проявляется сходство минерального их состава с другими породами габбрового интрузива; особенно они близки к охарактеризованным выше пироксен-роговообманковым габбро и габбро-норитам. Отличительной их чертой, помимо явно наложенных изменений (амфиболитизации, окварцевания, в ряде случаев калишпатизации), связанных с гранитами, является в целом меньшая по сравнению с габбро основность плагиоклазов (№ 40—45 в срединных частях зерен и № 32—35 на периферии). Основной плагиоклаз состава № 60—65 встречается очень редко в ядрах минеральных зерен.

Фемические минералы, количество которых варьирует в пределах 25—30%, представлены клино- и ортопироксенами, буро-зеленой роговой обманкой и биотитом. По пироксенам и роговой обманке, обычно обрастающей пироксеновые зерна, развивается светло-зеленый амфибол актинолитового ряда, связанный с более поздними, вторичными изменениями. Во всех разновидностях, хотя и в разных, обычно небольших количествах, имеется гиперстен, обладающий железистостью около 38—40% ( $-2V=46-48^\circ$ ). Рудные акцессории представлены титаномагнетитом и ильменитом, в редких мелких зернах иногда встречаются халькопирит и пирит.

Ультраосновные породы образуют в существенно габбровом теле небольшую линзообразную залежь, согласную с намечающимся концентрически-зональным его строением. Среди них различаются плагиоклазсодержащие пироксениты и перидотиты, связанные между собой и с охарактеризованными выше породами габбрового ряда промежуточными разновидностями. Пироксениты характеризуются грубозернистым строением и светлой зеленовато-серой окраской. Помимо резко доминирующего клинопироксена, в их сложении участвуют бурая роговая обманка и более поздний светло-зеленый амфибол тремолит-актинолитового ряда, с которым часто ассоциирует серпентин; нередко встречаются и интенсивно серпентинизированные пироксениты. В некоторых образцах устанавливаются в небольших количествах плагиоклаз, оливин и ортопироксен. Последний представлен бронзитом с железистостью около 20% ( $-2V=72^\circ$ ).

Перидотиты отличаются от пироксенитов более высоким содержанием оливина, достигающим 50% (в среднем около 30%). Имеются разности, которые содержат менее 20% оливина и тем самым сближаются с оливинсодержащими пироксенитами. Значительная роль принадлежит клинопироксенам, имеется немного бурой роговой обманки и ортопироксена. Таким образом, перидотиты по составу отвечают верлитам. В интерстициях почти постоянно присутствуют небольшие количества резко ксеноморфных зерен плагиоклаза. В ряде случаев содержание плагиоклазов повышается, и порода приближается к меланократовым оливиновым габбро основной группы пород массива. Фемические минералы в верлитах характеризуются относительно низкой железистостью, составляющей в оливинах около 20% ( $-2V=86^\circ$ ). Плагиоклазы обладают высокой основностью № 85—90 в центральных частях зерен и № 75—80 на периферии. Рудные акцессории представлены преимущественно пирротинном, иногда с вростками халькопирита и пентландита.

Суммируя петрографические особенности рассмотренного габбрового интрузива, следует еще раз подчеркнуть широкую изменчивость его пород, состав которых варьирует от габбро-диоритов через габбро-нори-

ты, пироксен-роговообманковые и оливиновые габбро до плагиоклазсодержащих пироксенитов и верлитов. Между ними имеются промежуточные различия, дополняющие этот ряд, делая его непрерывным. При сопоставлении различных по основности пород обнаруживаются объединяющие их общие черты и закономерности в изменениях минералов. Так, при изменении основности плагиоклазов от битовнитов № 80—90 в плагиоклазсодержащих пироксенитах и верлитах до лабрадоров № 60—68 в пироксен-роговообманковых габбро и андезинов № 35—40 в габбро-диоритах, железистость ортопироксенов закономерно возрастает от 20% в пироксенитах до 40% в габбро-диоритах; так же постепенно и закономерно растет железистость оливинов: от 20% в плагиоклазсодержащих верлитах до 40—45% в пироксен-роговообманковых габбро.

Показателен комплекс рудных минералов, выступающих в роли аксессуаров: титаномагнетит, ильменит и постоянный набор сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин, пентландит). Соотношения титаномагнетита и ильменита, с одной стороны, и сульфидов, с другой, неодинаковы и закономерно меняются в различных по составу породах. В габбро-диоритах преобладают титаномагнетит и ильменит. В пироксенит-роговообманковых и оливиновых габбро выявляется весь комплекс рудных аксессуаров, причем титанистые окисные минералы и сульфиды присутствуют примерно в равных количествах. Наконец, в верлитах доминируют сульфиды, и прежде всего пирротин с вростками халькопирита и пентландита.

Сходство петрографических черт и единая, выдержанная тенденция в эволюции состава породообразующих минералов позволяют представить весь комплекс слагающих габбровый интрузив пород в качестве единого дифференцированного ряда. Наблюдающаяся в массиве частая и многократная перемежаемость пород разной основности и меланократовости свидетельствует о расслоенном, концентрически-зональном его строении. Такое строение массива выявляется с трудом в силу недостаточной его обнаженности. Кроме того, оно в значительной степени затушевано вторичными изменениями, связанными с формированием более поздних гранитоидов. Учитывая незначительное участие в данном интрузиве габбро-норитов и в то же время сравнительно большую роль оливиновых габбро и ультраосновных пород, его следует отнести к пироксенит-габбровому типу стратиформных массивов. Вместе с тем этот интрузив заметно отличается от массива Осередок некоторыми петрографическими особенностями: большей ролью дупироксеновых габбро-диоритов и габбро-норитов, более высокой основностью плагиоклазов и пород в целом и т. д. Это указывает на некоторые вариации в составе интрузий пироксенит-габбрового типа.

Особо следует остановиться на изменениях пород Падунского габбрового интрузива со стороны раннепалеозойских гранитоидов, наиболее значительных в зоне их контакта. Доминирующие в зоне контакта габбро-диориты и габбро-нориты преобразуются с приближением к гранитоидному плутону в неоднородные, близкие по составу к кварцевым диоритам породы с широко развитыми ката- и гранобластическими структурами. Изменения состоят в появлении мелких гнезд и жил кварца, иногда ассоциирующего с тонкочешуйчатым биотитом. Количество кварц-биотитового агрегата растет, и породы в ряде случаев приобретают grano- или лепидогранобластовое строение. Исходные минералы сохраняются в виде дезинтегрированных, в разной степени измененных реликтовых зерен. Плагиоклаз вследствие альбитизации и разложения приобретает резко неоднородное, пятнистое строение. Пироксены и буро-зеленая роговая обманка замещаются светло-зеленым актинолитом; общее количество фемических минералов при этом сокращается. В единичных случаях наблюдалось появление вторичного микроклина, корродирующего зерна плагиоклаза. Близ южного контакта

среди преобразованных таким образом габброндов встречаются грубо-зернистые существенно роговообманковые, с реликтами пироксенов породы, которые, по всей видимости, являются измененными разностями пироксенитов. Таким образом, на примере Падунского участка надежно устанавливается раннепалеозойский «доольховский» возраст стратиформных габбровых массивов пироксенит-габбрового типа.

## **ГАББРО-НОРИТ-ДИОРИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ**

Это наиболее распространенный тип дифференцированных габбро-вых интрузий исследованной территории. К нему относятся Демер-Тайгинский, Соругский, Валинский и ряд других массивов зоны сопряжения юго-восточной части Кизир-Казырского прогиба со структурами Протеросаяна, а также Канатикский, Базыбайский, Поповский и Китатские массивы района Базыбайского выступа. Наконец, сюда же можно отнести многочисленные габбровые интрузивы Артемовской мегантиклинали, в значительной степени измененные и уничтоженные широко проявившимися здесь раннепалеозойскими гранитоидами ольховского комплекса (см. рис. 1).

В сложении массивов этого типа участвуют главным образом габбро-нориты и двупироксеновые габбро-диориты (норит-диориты); широко распространены биотит-пироксеновые диориты, реже встречаются оливиновые габбро. Имеются массивы (Демер-Тайгинский, Валинский и др.), сложенные преимущественно габбро-норитами и габбро-диоритами при подчиненном значении диоритов, оливиновых габбро и ультраосновных пород — пироксенитов и оливиновых горнблендитов. В ряде других массивов, например Канатикском, широко развиты диориты, включая кварцсодержащие разности; оливиновые габбро и габбро-нориты слагают многочисленные маломощные линзы и горизонты в двупироксеновых габбро-диоритах и диоритах, а ультраосновные породы очень редки. Встречаются и существенно диоритовые массивы (Базыбайский, Верхнекитатский и др.), в которых более основные породы представлены габбро-диоритами, габбро-норитами и роговообманковыми габбро, оливиновые габбро и ультраосновные породы отсутствуют. Все эти разновидности подробно характеризуются на примерах Канатикского, Демер-Тайгинского и Базыбайского массивов, представляющих собой наиболее типичное проявление данного типа интрузий и сравнительно хорошо сохранивших свой первоначальный состав, внутреннее строение и другие особенности дифференцированных массивов. Остальные весьма многочисленные, но менее подходящие для детальных исследований интрузивы описаны кратко, в общем виде.

## **КАНАТИКСКИЙ МАССИВ**

Канатикский массив можно считать самым удачным примером габбро-норит-диоритовых интрузий. Он мало изменен, обладает вполне автономным строением расслоенного воронкообразного интрузива и характеризуется наиболее полной гаммой пород, свойственных габбро-норит-диоритовой ассоциации.

### **Геолого-петрографическая характеристика**

Массив располагается в пределах Таят-Табратской тектонической зоны, в некотором удалении от Базыбайского выступа (см. рис. 1), залегая в среднекембрийских отложениях кизирской свиты, представленных диабазовыми, лабрадоровыми и андезиновыми порфиритами и их



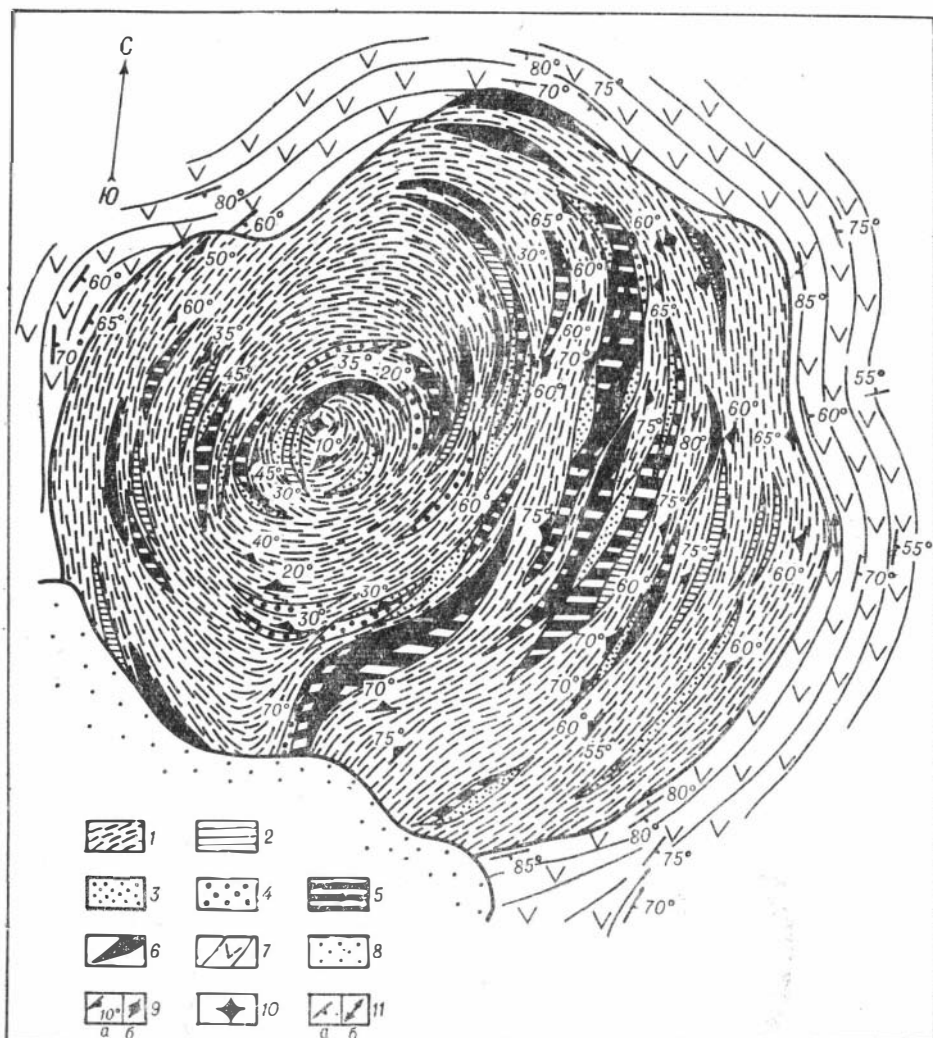


Рис. 51. Схема геологического строения Канатикского массива.

1 — двупроксеновые диориты; 2 — оливинсодержащие проксеновые диориты; 3 — породы габбро-норит-диоритовой группы; 4 — оливиновые норит-диориты; 5 — габбро-нориты; 6 — оливиновые габбро и габбро-троктолиты; 7 — диабазовые, лабрадоровые и андезитовые порфириты кизирской свиты (Ст<sub>2</sub>); 8 — четвертичные делювиально-пролювиальные отложения; 9 — элементы залегания трахитоидности в габбро: а — наклонного, б — вертикального падений; 10 — горизонтальная трахитоидность; 11 — элементы залегания вмещающих пород; а — наклонного, б — вертикального падений.

туфами, с линзами аргиллитов и известняков. Вблизи его контактов залегание вмещающих пород нарушено, слои лежат в общем согласно поверхностям контактов и падают очень круто (иногда почти вертикально), преимущественно в сторону массива (рис. 51). С удалением от контактов углы падения слоистости более пологие и ориентированы в одном, преимущественно восточном направлении, т. е. вмещающая толща в целом характеризуется моноклинным залеганием. В целом Канатикский интрузив представляет собой несогласное воронкообразное, сужающееся с глубиной тело.

В современном эрозионном срезе массив имеет форму изометричного тела площадью около 18 км<sup>2</sup>. Детали внутреннего его строения подчеркиваются хорошо выраженной трахитоидностью и слабеющей по мере удаления от контактов полосчатостью. В подавляющем большинстве эти структуры падают внутри массива, причем вблизи контактов падение крутое (50—60°), а с продвижением к центру значительно выполаживается. Область наи-

более пологого ( $10-20^\circ$ ), вплоть до горизонтального залегания трахитоидности и полосчатости смещена на запад относительно геометрического центра массива, который имеет, таким образом, форму асимметричного расслоенного тела.

В сложении массива участвует широкая гамма пород. Наиболее распространены двупироксеновые диориты и габбро-диориты. В подчиненном количестве имеются габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро и троктолиты, которые слагают отдельные, сравнительно маломощные линзы, ориентированные согласно трахитоидности и полосчатости и определяющие концентрически-зональное расслоение массива (см. рис. 51). Встречаются относительно более кислые по составу разновидности — биотит-кварцевые и кварцевые (рис. 52 и 53) диориты, а также существенно плагиоклазовые породы — лабрадориты, андезиниты и олигоклазиты. Между этими разновидностями существуют постепенные переходы, в связи с чем деление на петрографические группы является в известной степени условным. Сопоставление приведенных на рис. 54 гистограмм показывает, что, во-первых, по основности плагиоклазов породы Канатикского массива имеют устойчивое бимодальное распределение и, во-вторых, наличие реликтовых вкрапленников плагиоклаза и периферических кислых кайм, равно как и присутствие оливина, характерно практически для всех разновидностей пород. В общем на

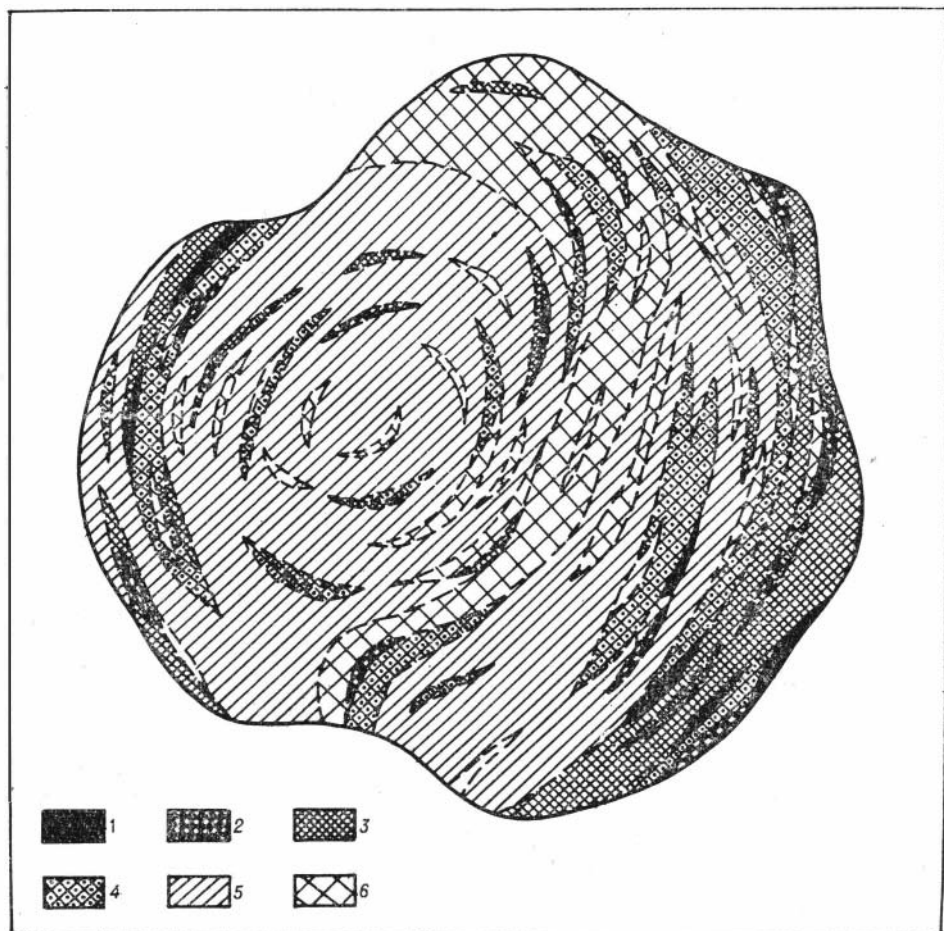


Рис. 52. Распределение в Канатикском массиве биотитсодержащих пород с количеством биотита:

1 —  $>10\%$ ; 2 —  $5,1-10\%$ ; 3 —  $2,1-5\%$ ; 4 —  $1,1-2\%$ ; 5 —  $\leq 1\%$ ; 6 — отсутствует.

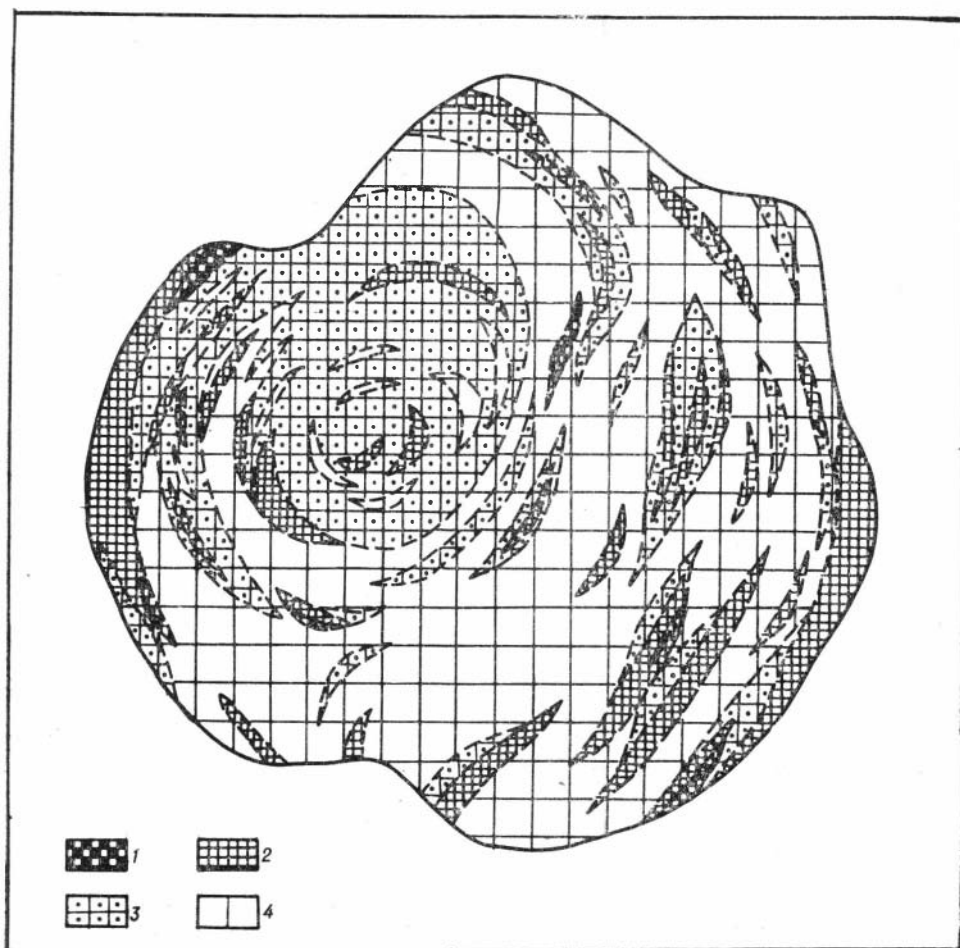


Рис. 53. Распределение в Канатикском массиве кварцосодержащих пород с количеством кварца:

1 — 5,1—10%; 2 — 1,1—5%; 3 — ≤1%; 4 — отсутствует.

долю основных пород приходится около 16—17%, относительно кислых — 6—8%; остальное составляют породы средней основности. В оливинсодержащих породах отношения существенно меняются: резко увеличивается количество пород, отвечающих по основности габбро (около 50%), и уменьшается количество среднеосновных разностей. Причем бимодальный характер распределения пород по основности плагиоклаза здесь виден еще более четко.

Все изученные породы массива условно делятся на четыре группы: диоритовую (двупироксеновые и другие разности диоритов), габбро-диорит-диоритовую (диорит-диориты и габбро-диориты), габбровую (габбро-диориты, оливиновые габбро, габбро-троктолиты и габбро-пироксениты) и габбро-анортозитовую (габбро-анортозиты и лабрадориты). Породы этих групп отличаются друг от друга основностью плагиоклаза, составом и количеством феррических минералов, а также другими особенностями минерального состава (табл. 26).

Среди пород диоритовой группы наиболее часто встречаются двупироксеновые диориты, характеризующиеся гипидиоморфнозернистой структурой с планпараллельным расположением табличек плагиоклаза и идиоморфных зерен ортопироксена. Главным минералом является зональный (№ 42—45 в центре и № 22—26 по периферии зерен) плагиоклаз, составляющий 70—78% объема пород. Иногда в ядрах зе-

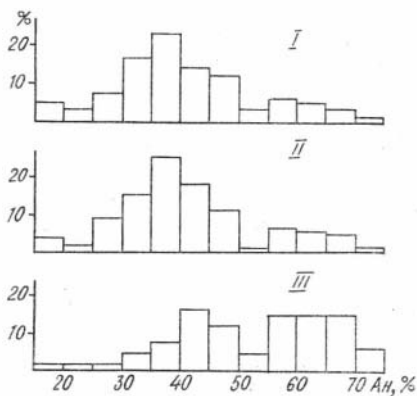


Рис. 54. Распределение плагиоклаза разного состава в породах Канатикского массива.

I — сводная (367 замеров); II — для пород с однородными плагиоклазами, без реликтов и кайм (166 замеров); III — для оливинсодержащих разностей (67 замеров).

таномангнетитом и ильменитом, почти постоянно присутствует циркон, иногда — сфен.

Количество темноцветных минералов и прежде всего соотношение пироксенов меняются в довольно широких пределах, что позволяет выделять клинопироксеновые, ортопироксеновые, биотит-амфиболовые и оливинсодержащие диориты. Последние характеризуются несколько более высокой основностью плагиоклаза: № 31—36 по краям и № 55—57 в центральных частях зерен; основность отдельных ядер отвечает битовниту № 70—81. Оливин соответствует гортонолиту с содержанием фаялита 65% ( $-2V=68^\circ$ ). В некоторых разновидностях диоритов основность плагиоклаза снижается до олигоклаза № 20—27, что позволяет выделять олигоклазовые диориты, лейкократовые разности которых приближаются к олигоклазитам. Олигоклаз в этих породах иногда обнаруживает антипертитовую структуру.

В группе пород габбро-диоритового ряда господствуют двупироксеновые габбро-диориты (норит-диориты). Основность плагиоклаза в них отвечает в среднем андезину, в центральных частях зерен она достигает № 55—68, в отдельных случаях — № 82—88, снижаясь в краевых частях до № 30—40. Оливин в породах данной группы встречается значительно чаще, чем в диоритах; иногда его количество достигает 10—12%. Содержание фаялита в нем колеблется около 60% ( $-2V=70^\circ$ ). Кварц и калиевый полевой шпат устанавливаются только в безоливиновых разностях. Циркон отсутствует, сфен отмечается преимущественно в ассоциации с кварцем. Амфибол, представленный буро-зеленой роговой обманкой, не является обязательным минералом, хотя и присутствует довольно часто (до 4%, редко до 15—17% и совсем редко до 30%). Рудные ассоциации представлены ильменитом и титаномангнетитом.

В этой же группе пород выделяются обычные, практически не содержащие ортопироксена габбро-диориты и их оливинсодержащие, лейкократовые и рудные разновидности. Эти породы характеризуются относительно высокой основностью плагиоклаза: № 43—49 по краям и № 67—70 в центральных частях зерен. Лишь в некоторых случаях основность плагиоклаза по краям зерен снижается до № 35—26. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, участками офитовая или пойкилоофитовая. Трахитоидность проявлена очень слабо и не всегда устанавливается. Фемические минералы представлены авгитом ( $2V=56^\circ$ ,  $cNg=45^\circ$ ,  $Np=1,686$ ), бурой роговой обманкой ( $Ng$  — бурый,  $Nm$  —

рен устанавливаются реликты лабрадора № 60—61. На долю пироксенов приходится 12—17%, биотита — 2—8%; в небольших количествах присутствуют калиевый полевой шпат (2—6%), кварц (1—5%) амфибол (до 5%). Моноклинный пироксен образует ксеноморфные зерна и по оптическим свойствам отвечает авгиту. Ромбический пироксен представлен слабо плеохроирующим гиперстеном с железистостью 39—42% ( $-2V=45—47^\circ$ ); в некоторых разностях железистость снижается до 32% ( $-2V=54^\circ$ ). Зерна кварца и калиевого полевого шпата всегда ксеноморфны, часто появляются мирмекиты. В сравнительно крупных зернах калишпата обнаруживается пертитовое строение. Акцессорные минералы представлены апатитом, титаномангнетитом и ильменитом, почти постоянно присутствует циркон, иногда — сфен.

## Количественный минеральный состав пород Канатикского массива (об. %)

| № обр.   | Пл   | Ол     | МП   | РП     | Ам     | Бн     | Кв     | Кцш    | ТМ,<br>Ил | Ап     | % Ан в Пл<br>(сред.) |
|--|------|--------|------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------|--------|----------------------|
| <i>Диориты</i>   |      |        |      |        |        |        |        |        |           |        |                      |
| 133  | 69,1 | —      | 7,5  | 5,1    | 0,5    | 7,5    | 2,0    | 5,8    | 2,2       | 0,3    | 30                   |
| 24   | 70,2 | —      | 7,6  | 7,6    | 1,0    | 6,0    | 2,0    | 3,3    | 1,8       | 0,5    | 33                   |
| 850  | 72,7 | —      | 7,2  | 8,9    | 0,6    | 3,4    | 3,1    | 2,2    | 1,6       | 0,3    | 34                   |
| 26-4   | 73,8 | —      | 7,3  | 7,4    | 5,0    | 2,0    | —      | 2,5    | 1,5       | 0,5    | 32                   |
| 825a   | 77,7 | —      | 6,6  | 7,0    | 3,4    | 1,7    | 1,1    | —      | 2,5       | Ед. з. | 36                   |
| 854  | 68,4 | 1,9    | 14,2 | 8,6    | Ед. з. | 2,2    | —      | —      | 3,1       | 0,6    | 35                   |
| 121  | 68,0 | —      | 14,0 | 3,4    | 2,1    | 6,9    | 2,4    | 0,3    | 1,9       | 1,0    | 36                   |
| 804  | 65,6 | 6,4    | 18,9 | —      | —      | Ед. з. | —      | —      | 9,1       | Ед. з. | 38                   |
| 804a   | 72,4 | 7,4    | 12,8 | —      | —      | 1,2    | —      | —      | 5,4       | 0,8    | 35                   |
| 3374   | 78,6 | —      | 3,8  | 13,7   | —      | 0,6    | —      | 0,5    | 2,5       | 0,3    | 35                   |
| 125  | 67,0 | —      | —    | —      | 18,2   | 8,5    | 3,0    | 0,6    | 2,3       | 0,4    | 26                   |
| 741  | 67,9 | —      | 2,6  | 1,1    | 11,8   | 6,3    | 1,5    | 7,1    | 1,7       | Ед. з. | 27                   |
| 660a   | 75,3 | —      | 8,6  | 2,9    | 5,6    | 2,0    | 0,5    | 2,3    | 2,8       | »      | 22                   |
| 103  | 82,8 | —      | 3,4  | —      | 8,7    | 1,7    | 2,0    | Ед. з. | 1,3       | 0,1    | 24                   |
| 802-16   | 76,1 | Ед. з. | 12,5 | —      | —      | 1,4    | —      | —      | 9,9       | 0,1    | 24                   |
| 108  | 85,4 | —      | 10,5 | 1,1    | —      | —      | 0,4    | Ед. з. | 2,6       | Ед. з. | 20                   |
| 57   | 89,4 | 0,7    | 5,4  | Ед. з. | —      | 0,3    | —      | —      | 4,2       | —      | 20                   |
| <i>Габбро-диориты и норит-диориты</i>                                |      |        |      |        |        |        |        |        |           |        |                      |
| 3384   | 46,9 | —      | 27,9 | 16,9   | 0,8    | 2,1    | —      | —      | 5,1       | 0,3    | 42                   |
| 3404   | 74,2 | Ед. з. | 14,2 | 8,2    | 0,6    | 0,5    | —      | 0,1    | 2,2       | 0,1    | 42                   |
| 343  | 76,0 | —      | 8,5  | 5,9    | 2,6    | 4,4    | Ед. з. | Ед. з. | 1,1       | 1,5    | 46                   |
| 3394   | 79,0 | —      | 9,7  | 5,9    | 0,3    | 0,9    | —      | 1,3    | 2,6       | 0,3    | 47                   |
| 820a   | 82,5 | 0,5    | 3,1  | 5,2    | Ед. з. | 1,4    | —      | —      | 4,8       | 2,5    | 45                   |
| K-1  | 66,9 | —      | 1,4  | 1,2    | 16,7   | 4,9    | 3,3    | Ед. з. | 5,6       | Ед. з. | 46                   |
| 3430   | 79,6 | —      | 9,9  | 3,5    | 0,6    | 0,7    | —      | —      | 4,6       | 1,1    | 47                   |
| 3403   | 60,4 | 2,5    | 26,9 | —      | 4,4    | —      | Ед. з. | —      | 5,8       | —      | 47                   |
| 858  | 64,5 | 2,5    | 23,0 | 1,6    | 2,1    | 3,2    | —      | —      | 3,1       | Ед. з. | 45                   |
| 3365   | 68,9 | 1,8    | 20,8 | —      | 2,0    | —      | —      | —      | 6,5       | —      | 47                   |
| 3448   | 63,5 | 1,5    | 13,7 | 2,7    | 1,1    | 1,3    | —      | —      | 4,6       | 1,6    | 42                   |
| 3361   | 70,6 | 3,8    | 13,3 | 4,6    | —      | —      | Ед. з. | —      | 7,3       | 0,5    | 46                   |
| 823  | 74,0 | 4,2    | 9,9  | 3,9    | —      | 1,3    | —      | —      | 4,4       | 2,3    | 47                   |
| 3370   | 74,4 | 5,9    | 7,9  | 2,3    | —      | 1,6    | —      | —      | 5,5       | 2,4    | 42                   |
| 820  | 81,6 | 3,4    | 5,4  | 2,7    | —      | 1,0    | —      | —      | 4,4       | 1,5    | 44                   |
| 3410   | 58,2 | 1,6    | —    | 3,2    | 30,6   | 4,8    | —      | —      | 1,6       | Ед. з. | 44                   |
| 3372   | 84,7 | 1,2    | 6,9  | —      | 1,3    | 0,3    | —      | —      | 3,3       | 2,3    | 46                   |
| <i>Габбро, габбро-нориты, габбро-троктолиты и габбро-пироксениты</i> |      |        |      |        |        |        |        |        |           |        |                      |
| 3454   | 52,0 | 1,1    | 29,5 | 2,1    | Ед. з. | Ед. з. | —      | —      | 14,5      | 0,8    | 52                   |
| 805  | 78,8 | —      | 12,7 | 4,2    | —      | 0,7    | 0,4    | 0,2    | 2,5       | 0,5    | 60                   |
| 3400   | 72,7 | 2,5    | 11,0 | 8,2    | 1,6    | 1,0    | —      | —      | 3,0       | —      | 60                   |
| 3402   | 44,4 | 1,8    | 44,3 | —      | 2,4    | —      | —      | —      | 7,1       | —      | 57                   |
| 329  | 64,2 | 4,1    | 20,3 | Ед. з. | 1,3    | —      | —      | —      | 10,1      | —      | 59                   |
| 3367   | 64,5 | 5,8    | 13,7 | —      | 4,9    | —      | —      | —      | 11,1      | —      | 62                   |
| 139  | 69,8 | 5,9    | 9,7  | 2,7    | 2,2    | 5,2    | —      | —      | 4,5       | Ед. з. | 62                   |
| 829  | 52,9 | 5,4    | 28,2 | —      | 4,6    | —      | —      | —      | 8,9       | —      | 59                   |
| 3378   | 69,9 | 7,9    | 10,9 | —      | 2,9    | —      | —      | —      | 8,4       | —      | 64                   |
| 832  | 39,6 | 16,0   | 24,3 | —      | 1,3    | —      | —      | —      | 18,5      | 0,3    | 58                   |
| 328  | 43,8 | 25,2   | 20,1 | —      | 9,9    | Ед. з. | —      | —      | 1,0       | —      | 68                   |
| 167  | 62,1 | 29,3   | 4,4  | —      | 0,4    | 1,6    | —      | —      | 2,2       | —      | 66                   |
| 3428   | 39,0 | 9,0    | 38,0 | —      | Ед. з. | —      | —      | —      | 14,0      | —      | 66                   |
| 3437   | 47,6 | 5,7    | 25,6 | —      | 4,9    | —      | —      | —      | 15,8      | 0,4    | 62                   |
| 827a   | 21,1 | 18,1   | 41,6 | —      | 1,1    | —      | —      | —      | 18,1      | —      | 53                   |
| <i>Габбро-анортозиты и лабрадориты</i>                               |      |        |      |        |        |        |        |        |           |        |                      |
| 3398   | 81,7 | 3,6    | 11,8 | 1,0    | 0,3    | Ед. з. | —      | —      | 1,3       | 0,3    | 62                   |
| L-65   | 86,5 | 0,8    | 7,1  | 0,3    | 3,5    | 0,3    | —      | —      | 1,5       | —      | 68                   |
| 3366   | 86,5 | 0,4    | 4,9  | 1,7    | 3,2    | 0,7    | —      | —      | 2,3       | 0,3    | 62                   |
| 3399   | 87,0 | 0,6    | 7,7  | 2,8    | —      | 1,1    | —      | —      | 0,8       | —      | 58                   |
| 3427   | 90,4 | 3,5    | 5,0  | —      | Ед. з. | —      | —      | —      | 1,1       | —      | 62                   |

красно-бурый,  $Np$  — буровато-желтый,  $-2V=76^\circ$ ,  $cNg=14^\circ$ ,  $Nm=1,680$ ) и биотитом ( $Nm=1,687$ ). По авгиту развивается бледно-зеленая роговая обманка актинолитового ряда ( $-2V=83^\circ$ ,  $cNg=16^\circ$ ,  $Ng=1,658$ ). Периферические части зерен бурой роговой обманки часто имеют синевато-зеленую окраску. Синевато-зеленой, относящейся к обыковенному ряду роговой обманкой ( $-2V=74^\circ$ ,  $cNg=16^\circ$ ,  $Ng=1,702$ ,  $Np=1,675$ ) слагаются отдельные зерна, в которых отмечаются реликты моноклинного и ромбического пироксенов. Кварц встречается часто, хотя и в незначительных количествах (до 2—3%). Характерной его особенностью является ярко выраженный ксеноморфизм, выражающийся в пассивном заполнении межзерновых полостей. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, титаномагнетитом, пиритом и цирконом. В составе эпигенетических образований присутствуют кальцит, хлорит, серицит. Диоритовая и габбро-норит-диоритовая группы пород связаны между собой самым тесным образом. Это выражается прежде всего в том, что на частотном графике диоритовая группа составляет восходящую ветвь почти симметричной кривой распределения, а габбро-норит-диоритовая — нисходящую (см. рис. 54).

Несколько особняком стоит третья, собственно габбровая группа пород, объединяющая габбро-нориты, оливиновые габбро, габбро-троктолиты и габбро-пироксениты. Эти породы образуют сравнительно небольшие линзообразные обособления среди охарактеризованных выше диоритов, габбро-диоритов и норит-диоритов. В целом для них характерно почти постоянное присутствие оливина (обычно в пределах 1—10%, иногда выше). Ромбический пироксен, составляющий в габбро-норитах 8—10% объема породы, в других разновидностях зачастую отсутствует. Во всех случаях он содержится в явно меньших количествах, чем клинопироксен. Содержание моноклинного пироксена колеблется в весьма широких пределах от 4 (в габбро-троктолитах) до 42% (в габбро-пироксенитах). Иногда, причем в очень небольших количествах, встречается красно-бурый биотит. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом и апатитом, иногда отмечаются халькопирит и пирротин. Количество апатита соизмеримо с его содержанием в диоритах и в 5—7 раз ниже, чем в породах габбро-норит-диоритовой группы. Содержания же титаномагнетита и ильменита здесь наиболее высокие. В составе пород этой группы часто встречаются рудные габбро, титаномагнетит в которых выступает уже в качестве одного из главных пороодообразующих минералов (см. табл. 26).

Состав минералов в габбро и оливиновых их разновидностях, включая габбро-троктолиты, меняется в сравнительно небольшом диапазоне. Усредненная основность плагиоклаза колеблется от № 59—62 в оливиновых габбро до № 66—68 в габбро-троктолитах. В центральных частях зерен основность плагиоклаза достигает № 65—74 и даже № 81, зато по краям она снижается до № 58 и иногда ниже. Слегка уранитизированный авгит ( $2V=48^\circ$ ,  $cNg=44^\circ$ ,  $Np=1,702$ ) является главным темноцветным минералом. В центральных частях его зерен устанавливается ортопироксен, а также игольчатые и пластинчатые вкрапленники непрозрачного рудного минерала. В подчиненных количествах отмечаются гиперстен с железистостью 35% ( $-2V=44^\circ$ ,  $Np=1,693$ ) и буро-зеленая роговая обманка ( $2V=72-73^\circ$ ,  $cNg=14-18^\circ$ ,  $Ng=1,684$ ).

Оливин по оптическим свойствам ( $-2V=80-82^\circ$ ,  $Np=1,716$ ) относится к гялосидериту с содержанием 42% фаялита. Наибольшей сохранностью отличаются изометричные зерна, включенные в плагиоклаз. Находящийся в клинопироксене оливин сильно корродирован, его зерна разбиты многочисленными трещинами, по которым развиваются серпентин и тальк. Полное замещение оливина тальком сопровождается выделением сбильной рудной сыпи, концентрирующейся преимущественно в центральных частях замещаемых зерен. Иногда встречается титансо-

держаций авгит ( $2V=40^\circ$ ,  $cNg=44^\circ$ ,  $Ng=1,727$ ,  $Np=1,697$ ), который имеет бледно-розовую окраску и образует довольно крупные ксеноморфные зерна, обуславливающие иногда порфирированный облик пород. В небольших количествах присутствуют красно-бурая роговая обманка ( $-2V=78^\circ$ ,  $cNg=11-12^\circ$ ,  $Ng=1,688$ ) и темно-бурый биотит ( $Nm=1,630$ ), возможно, титанистые. Акцессорные и эпигенетические минералы аналогичны таковым в габбро-норитах.

Имеются некоторые особенности пороодообразующих минералов в габбро-норитах и роговообмановых габбро. Так, в габбро-норитах плагиоклаз представлен лабрадором № 55—65 с тонкими каймами андезина № 40—49. Аномально высокой основностью плагиоклаза характеризуются роговообманковые габбро и роговообманково-биотитовые габбро-нориты, образующие среди диоритов мелкие шширообразные тела. Для них обычны битовнит № 82—88 с понижением основности в краевых частях зерен и неправильных по форме пятнах до № 68—70 или № 57—59. Гиперстен габбро-норитов по составу аналогичен гиперстену в двупироксеновых габбро-диоритах ( $f=33-38\%$ ,  $-2V=47-52^\circ$ ). Ромбический пироксен роговообмановых габбро характеризуется небольшой железистостью ( $f=31-33\%$ ,  $-2V=52-53^\circ$ ), а амфибол — слабой титанистостью ( $-2V=82^\circ$ ,  $cNg=15^\circ$ ,  $Ng=1,693$ ,  $Np=1,672$ ).

К собственно габбровой группе примыкают породы габбро-анортозитового ряда, образующие мелкие линзы и тонкие прослои, согласные с трахитоидностью и полосчатостью в габбро. Представлены они соответственно габбро-анортозитами и лабрадоритами с высоким ( $80-90^\circ$ ) содержанием плагиоклаза. Состав плагиоклаза и присутствующих в малых количествах оливина, клино- и ортопироксенов в них, по существу, тот же, что и в описанных выше габбро. Характерно относительно низкое содержание рудных минералов.

Петрохимические особенности пород Канатикского массива (табл. 27, рис. 55) указывают на принадлежность их к ряду щелочно-земельных серий типа Мон-Пеле и Лассен-Пик. Все разновидности пород группируются вдоль единой вариационной линии, разделяющейся в верхней части диаграммы А. Н. Заварицкого на две ветви: четко обозначенную диоритовую и слабее выраженную анортозитовую. Намечается разрыв между роями векторов, соответствующих диоритовой и габбро-норитовой группам пород массива, что согласуется с бимодальным распределением пород Канатикского массива по основности плагиоклаза (см. рис. 54). В целом устойчивой характерной чертой пород массива является повышенная в сравнении с соответствующими стандартными типами пород их титанистость. Имеются разновидности, отвечающие по составу титаномагнетитовым рудным габбро.

Породы дайковой фации встречаются сравнительно редко. Они представлены главным образом долеритами, оливинсодержащими микрогаббро и диабазами, среди которых имеются породы меньшей основности, приближающиеся к габбро-диоритам и даже диоритам. Попадают также жилы пегматитов и разнообразные гранитные интъекции.

Дайки основного состава встречаются только в пределах массива. Они, как правило, имеют резкие ограничения и отчетливо выраженную закалку в эндоконтактах. Оливинсодержащие микрогаббро и долериты развиты преимущественно в центральной части массива. Это темно-серые мелкозернистые породы, обладающие офитовой, пойкилитовой и пойкилоофитовой структурами.

Минеральный состав их примерно такой же, как у габброидов главной интрузивной фазы массива, отличие заключается в относительно более высокой основности плагиоклаза (№ 60—75), обычно не обладающего зональным строением. В изредка наблюдающихся каемках основность снижается до андезина № 46. Крупные плагиоклазовые таблички





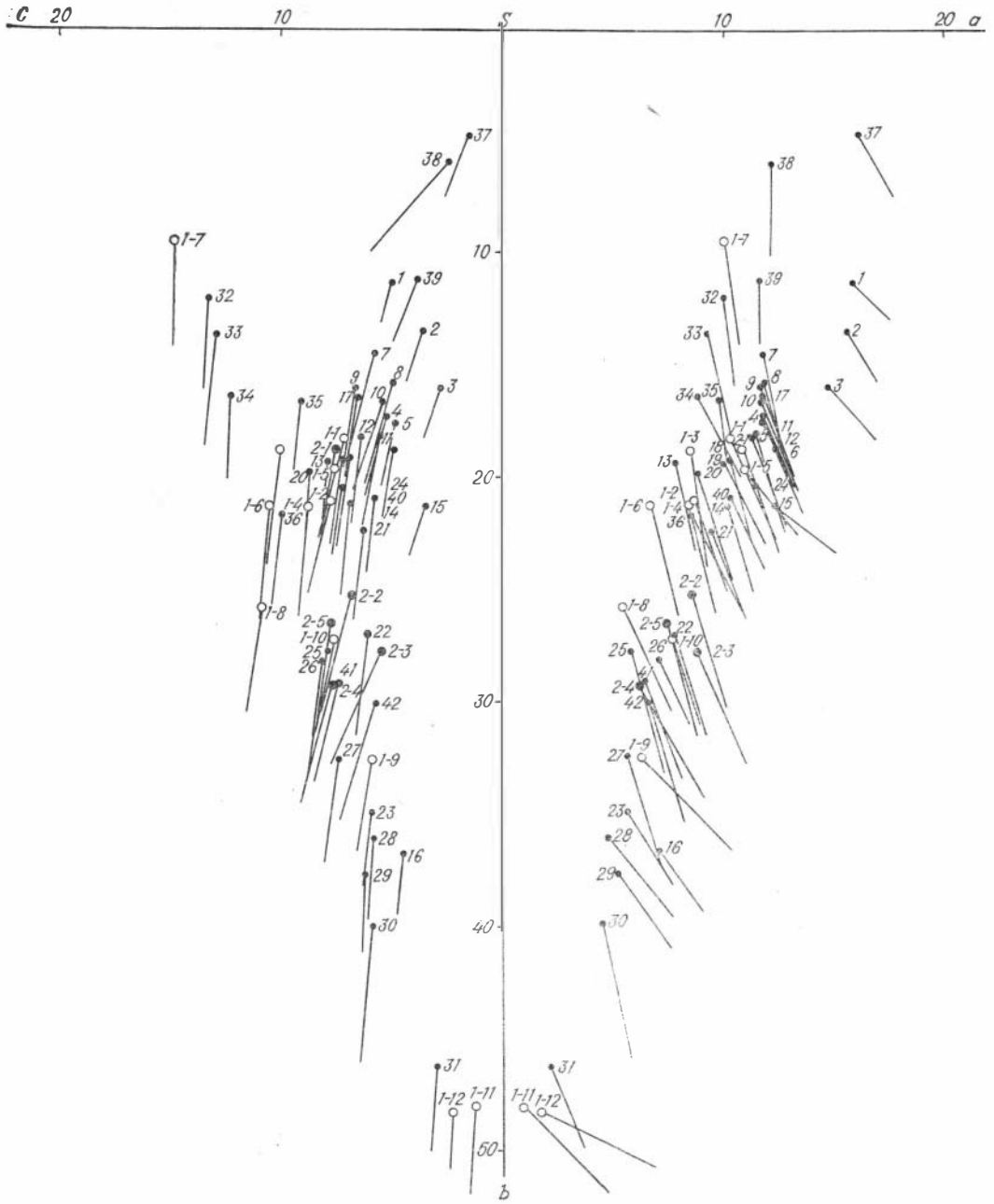


Рис. 55. Диаграмма химического состава пород габбро-норит-диоритовых массивов. Точки — Канатикский массив (см. табл. 27); ○ — массив Демер-Тайга (см. табл. 32); ● — Валинский массив (см. табл. 33). Номера векторов соответствуют номерам анализов в указанных таблицах.

$Np=1,689$ ) обычно имеют ситовидное строение, обусловленное многочисленными включениями зерен роговой обманки. Биотит (до 1—2%) развивается в непосредственной близости от других фемических минералов в виде резко ксеноморфных зерен. По характеру плеохроизма ( $Nm$  красно-бурый,  $Np$  лимонно-желтый) и другим оптическим свойствам ( $-2V=12^\circ$ ,  $Nm=1,579$ ) он относится к мероксену. Единичные зерна бурой роговой обманки ( $Ng$  бурый,  $Nm$  красно-бурый,  $Np$  бледно-желтый,  $Np \approx Nm > Np$ ,  $-2V=74-76^\circ$ ,  $cNg=17-19^\circ$ ,  $Nm=1,692$ )

отмечаются в периферических частях пироксеновых зерен. Аксессуары представлены ильменитом, халькопиритом и апатитом, а вторичные минералы — хлоритом и кальцитом, заполняющими в основном мелкие мниаролитовые пустоты.

Дайки оливинсодержащих диабазов имеют мощность от нескольких см до 1—2 м. Это мелко- и тонкозернистые породы с диабазовой и субофитовой структурой. Основную массу породы слагают мелкие лейсты зонального андезина № 35—41 с олигоклазовыми (№ 20—25) каймами. Центральные части зерен насыщены рудной пылью. Единичные порфиновые выделения плагиоклаза имеют совершенные кристаллографические очертания и лабрадорный состав (№ 60—62). В образцах из краевых частей даек видна отчетливая субпараллельная ориентировка разобщенных плагиоклазовых лейст, которая в основном совпадает с направлениями контактов.

Общее содержание плагиоклаза колеблется в пределах 40—50%. Зерна буровато-зеленой роговой обманки, являющейся главным фемическим минералом, заполняют промежутки между лейстами плагиоклаза. Оливин присутствует в виде порфирированных выделений, сильно корродированных со стороны амфибол-плагиоклазовой ткани. Мелкие его зерна обычно нацело замещены тонкозернистым агрегатом, состоящим из серпентина, кальцита и рудного. Содержание фаялитовой компоненты (39%) оценено по наименьшему показателю преломления ( $N_p = 1,706$ ), что указывает на принадлежность его к гналосидериту. В единичных изометричных включениях в зернах амфибола встречаются ромбический и моноклинный пироксены. Биотит, содержание которого поднимается иногда до 10%, характеризуется неравномерным распределением. Он обладает очень резким плеохроизмом — от почти бесцветного по  $N_p$  до густого темно-бурого по  $N_m(N_g)$ , зерна его чаще всего обнаруживают более высокую степень идиоморфизма по сравнению с роговой обманкой. Аксессуары минералы представлены апатитом и рудными (преимущественно титаномагнетитом). Содержание последнего составляет чаще всего 3—4, но иногда поднимается до 5—6%.

В краевых частях даек, сложенных породами порфирированного строения, полностью отсутствует оливин. Вместо него фиксируется ромбический пироксен, образующий гломеропорфирированные выделения. Около таких мозаичного строения обособлений ортопироксена концентрируется биотит.

Таким образом, минеральный состав основных даек примерно тот же, что и у пород главной интрузивной фазы массива. Они также имеют четко выраженные черты пород габбро-норит-диоритовой ассоциации (наличие разновидностей с относительно невысокой основностью плагиоклаза, присутствие ромбического пироксена, активная роль роговой обманки и биотита, обогащенность титаномагнетитом и т. д.).

По химическому составу основные дайки Канатикского массива в общем близки к диабазам, по Р. Дэли. Однако среди них есть относительно более кислые разновидности, приближающиеся к габбро-диоритам и даже диоритам (см. табл. 27). В ряду пород главной интрузивной фазы Канатикского массива они ничем не выделяются, располагаясь вдоль единой вариационной линии (см. рис. 55), причем имеются разновидности, попадающие в поля пород средней основности — двупироксеновых габбро-диоритов и диоритов.

Дайки кислого состава встречены главным образом в приконтактных зонах массива. Среди них различаются гранофиры и гранодиориты. Первые состоят из пертитизированного калиевого полевого шпата (13—15%), альбита (50—55%) и кварца (27—33%), находящихся в микропегматитовых сростаниях. Темноцветные минералы полностью отсутствуют. Из аксессуарных минералов установлен только магнетит. Гранодиориты сложены в основном тонкодвойникованным олигоклаз-андезином, кварцем (до 24%), пертитизированным калишпатом (10—15)

и биотитом (до 13%). Акцессорные минералы представлены цирконом и магнетитом.

Химический состав инъекционных жильных гранодиоритов, показанный в табл. 27, отвечает стандартному типу гранодиоритов, по Р. Дэли, отличаясь лишь несколько более высоким содержанием  $TiO_2$ . В этом обнаруживается их сходство с другими породами Канатикского массива.

Канатикский массив активно воздействует на вмещающие породы, причем связанный с ним контактовый метаморфизм существенно отличается от приконтактных изменений, сопровождающих широко распространенные в районе гранитоидные плутоны, но вполне отвечают по своему характеру контактовому метаморфизму, сопутствующему основным интрузиям. Эффузивы кизирской свиты близ контакта с массивом преобразуются в амфибол-пироксеновые и диопсид-плагноклазовые роговики, часто наследующие порфириновую структуру исходных пород. Аргиллиты, сланцы и песчаники балахтинсонской свиты ороговиковываются, а на отдельных участках скарнируются. Скарны узловатые и полосчатые, гранат-пироксенового состава без каких-либо признаков магнетитовой минерализации, что резко отличает их от скарнов, связанных с более поздней ольховской гранитоидной интрузией. Иногда в массиве отмечаются ксенолиты оливин-пироксеновых и оливин-амфибол-плагноклазовых пород. Эти породы напоминают роговики, описанные В. Н. Довгалем (1962) в контактах Узасского габбро-сиенитового массива Кузнецкого Алатау.

Наиболее распространены роговики, разнообразие которых в значительной степени обусловлено составом исходных пород, что позволяет разделять их на две группы. Первая образована за счет эффузивов кизирской свиты. Это плотные черные и темно-серые породы с порфиридной структурой, наследуемой от исходных пород. Блестопорфиры представлены лабрадором (№ 64—73) и моноклинным пироксеном. В периферических частях зерна плагноклаза замещены роговиковым агрегатом, центральные части при этом мутнеют и соскюртитизируются. Помутнение плагноклаза связано с развитием рудной пыли, концентрирующейся в виде слоев, параллельных плоскостям срастания полисинтетических двойников. Рудные зерна имеют октаэдрическую, кубическую, пластинчатую или каплевидную формы. Роговиковая ткань, обладающая мозаичной структурой, состоит в основном из плагноклаза, роговой обманки и иногда биотита.

В зависимости от количественных соотношений минералов можно выделить пироксен- и амфибол-плагноклазовые роговики. Пироксен роговиковой ткани представлен диопсидом, количество которого обычно не превышает 25—30%. В амфибол-плагноклазовых роговиках лучше сохранены реликтовые вкрапленники основного плагноклаза и амфибола, составляющих около 10—15% объема пород. Амфибол относится к ряду обыкновенных роговых обманок ( $-2V=73^\circ$ ,  $cNg=17^\circ$ ,  $Ng=1,684$ ,  $Np=1,658$ ,  $Ng$  бутылочно-зеленый,  $Nm$  буровато-зеленый,  $Np$  светло-бурый,  $Ng \approx Nm \gg Np$ ). В виде примеси (1—2%) встречается биотит. Из акцессорных минералов отмечается магнетит.

Вторая группа состоит из роговиков, образованных по осадочным породам. В большинстве случаев они обладают полосчатой текстурой, обусловленной чередованием слоев различного минерального состава. Наиболее распространены плагноклаз-пироксеновые, пироксеновые и кварц-пироксен-плагноклазовые роговики. В пироксен-плагноклазовых роговиках плагноклаз состава № 45—58 образует мелкие изометричные зерна, обычно содержащие тонкие включения диопсида. В небольших количествах устанавливаются волластонит ( $bNm=5-6^\circ$ ,  $-2V=40^\circ$ ,  $Nm=1,638$ ) и гранат. Характерной особенностью кварц-пироксен-плагноклазовых роговиков является пятнистое строение. Обычным для них минералом является калиевый полевой шпат, зерна которого содержат

мелкие включения диопсида. Довольно часто встречаются прослои и линзовидные участки, состоящие в основном из зерен кварца и кислого плагиноклаза, пироксеновые роговики, состоящие на 85—90% из бледно-зеленого салит-ферросалита ( $2V=60^\circ$ ,  $cNg=43^\circ$ ,  $Ng=1,728$ ,  $Np=1,698$ ), имеют типичную панидиоморфнозернистую структуру. Слабо выраженная полосчатость обусловлена чередованием прослоев с разными количествами ассоциирующих с пироксеном плагиноклаза, эпидота и кварца.

Выше упоминалось, что в диоритах иногда встречаются ксенолиты роговиковоподобных мелкозернистых пород с оливином. Это темно-серые с массивной текстурой породы, состоящие в основном из оливина и плагиноклаза; подчиненную роль играют клино- и ортопироксены, амфибол и биотит. Количество оливина достигает 35—40%. Его зерна содержат мелкие включения плагиноклаза, ромбического пироксена и рудного минерала. По оптическим свойствам ( $-2V=86^\circ$ ,  $Ng=1,720$ ,  $Np=1,682$ ) он соответствует хризолиту ( $\text{Ca}_{24}\text{O}_{76}$ ). Плагиноклаз отвечает лабрадору № 65—70. Моноклинный пироксен (3—6%) представлен редкими, относительно крупными, интенсивно «разъеденными» с периферии зернами салит-авгита ( $Np=1,692$ ,  $2V=53^\circ$ ,  $cNg=43^\circ$ ). Роль корродирующего материала играет роговиковый оливин-плагиноклазовый агрегат. Биотит (до 25%) обычно ассоциирует с рудным минералом. Отдельные зерна его обладают отчетливым идиоморфизмом по отношению к оливину и плагиноклазу. По оптическим свойствам ( $Nm=1,652$ ,  $Np=1,596$ ,  $-2V=19^\circ$ ,  $Ng$  красно-бурый,  $Nm$  желтовато-бурый,  $Np$  золотисто-желтый) он относится к лепидомелану. Зерна рудного минерала (3—5%) обычно находятся в сростании с зернами оливина и биотита, но иногда образуют вкрапленники в табличках плагиноклаза.

Наряду с описанными встречаются оливиновые роговики, заметно обогащенные амфиболом. Оливин, количество которого в данном случае составляет лишь 3—5%, представлен гялосидеритом с железистостью 39% ( $-2V=76-77^\circ$ ,  $Np=1,700$ ). В некоторых разностях встречаются менее железистые оливины с 25% Фа. Плагиноклаз отвечает лабрадору № 63—68. Довольно часто встречается реликтовый слаботитанистый авгит ( $Ng=1,719$ ,  $Np=1,691$ ), краевые части зерен которого корродируются роговиковым агрегатом, состоящим из плагиноклаза, клинопироксена и красно-бурой роговой обманки ( $-2V=80^\circ$ ,  $cNg=12^\circ$ ,  $Ng=1,696$ ,  $Np=1,668$ ).

Поскольку оливинсодержащие роговики обнаружены только в ксенолитах, причем преимущественно мелких, об исходном составе пород можно высказаться только в предположительной форме. По-видимому, это были магматические породы основного состава с оливином, пироксенами и основным плагиноклазом, которые иногда производят впечатление реликтовых. Эта категория роговиков весьма интересна и своеобразна. Судя по всему, она характерна и для ряда других дифференцированных габбровых интрузий Алтае-Саянской области.

### **Общие особенности минерального и химического состава пород массива, основные черты дифференцированности**

Обобщенные данные по вещественному составу Канатикского интрузива свидетельствуют о более кислом по сравнению с ранее охарактеризованными сненит-габбрового и пироксенит-габбрового типов, его характере. Основу массива в данном случае составляют двупироксеновые диориты и габбро-диориты (норит-диориты). Более основные породы, отвечающие по составу габбро-норитам, габбро, габбро-пироксенитам и габбро-анортозитам, играют явно подчиненную роль, слагая мелкие линзы и маломощные горизонты, согласные с общей внутренней структурой массива (см. рис. 51). Средний химический состав пород массива

ва, вычисленный приближенно по 30 полным силикатным анализам, близок к стандартному типу норитов, имея несколько более высокое содержание кремнезема, щелочей и особенно титана при пониженных количествах  $MgO$  и  $CaO$  (табл. 28). По этим параметрам он оказывается промежуточным между норитом и диоритом, отвечая, таким образом, норит-диориту. Средний минеральный состав, высчитанный по тем же породам и приведенный в табл. 28, тоже отвечает норит-диориту, характеризуясь следующими количествами основных породообразующих минералов (в %): плагиоклаз (№ 42) — 68,8, оливин — 2,3, ортопироксен — 4,0, клинопироксен — 13,2, амфибол — 3,3, биотит — 2,2, рудный (титаномagnetит и ильменит) — 4,1, апатит — 0,14; калишпат и кварц составляют в сумме менее 1%.

Петрографические и петрохимические особенности Канатикского массива хорошо дополняются количественными отношениями, особенностями распределения и состава главнейших породообразующих минералов, по которым можно проследить изменчивость состава пород отдельных групп и всего дифференцированного ряда в целом.

Анализ гистограмм состава и количества плагиоклаза (рис. 56, 57) свидетельствует прежде всего о широком диапазоне изменчивости пород дифференцированной серии. Основность плагиоклаза (усредненная с учетом зональности) меняется от олигоклаза (№ 15—20) до битовнита (№ 70—75). Содержание же плагиоклаза, т. е. лейкократовость пород колеблется от 80—90% в габбро-анортозитах до 21% в габбро-пироксенитах. Вместе с тем на гистограмме состава плагиоклаза, основанной на весьма представительной выборке (замеры по 367 шлифам из соответствующего числа образцов, распределенных равномерно по нескольким пересечениям массива, см. рис. 54), можно видеть, что максимум приходится на породы с плагиоклазом № 35—40 (более 20%), породы же с плагиоклазом № 30—50, включающие большую часть диоритов и норит-диориты, составляют около 65%. Породы габбрового ряда с плагиоклазом, основность которого превышает № 50, встречаются приблизительно в 20% случаев, причем максимум в них приходится на породы с плагиоклазом № 55—60. Габбровая группа пород примерно уравнивается наиболее кислыми, олигоклазовыми диоритами (около 15%). Сходная картина получается и на гистограмме содержания плагиоклаза ( $n=54$ ). Здесь на породы диоритовой и габбро-норит-диоритовой групп с количеством плагиоклаза 65—85% приходится около 60%, остальное — лейко- и меланократовые разности.

Весьма характерным минералом пород Канатикского массива является ортопироксен. По оптическим свойствам он отвечает гиперстену, что подтверждается и данными химического анализа (табл. 29). Содержание ромбического пироксена колеблется от 0 до 17%, примерно в 50%

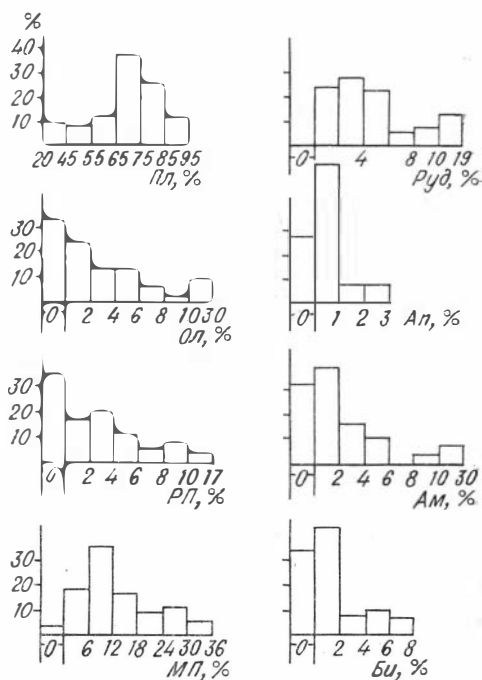


Рис. 56. Частота встречаемости различных содержаний минералов в породах Канатикского массива (54 подсчета).



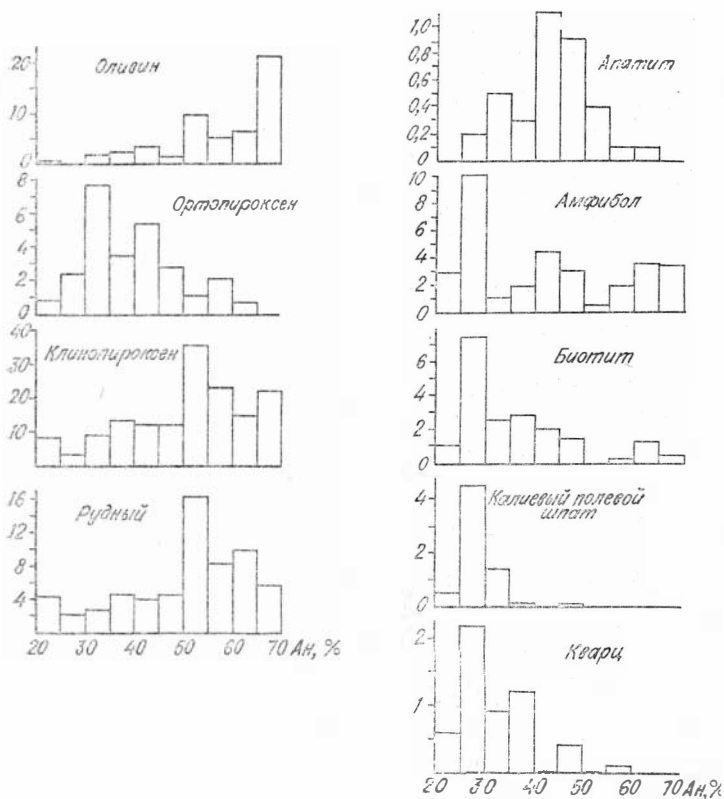


Рис. 57. Средние содержания минералов в породах Канатикского массива с различной средней основностью плагиоклаза (54 подсчета).

пород его количество составляет 0—6%, причем максимум приходится на интервал 2—4% (см. рис. 56). Наиболее богаты ортопироксеном диориты и норит-диориты с плагиоклазом № 30—50, максимальное среднее его содержание (7,7%) характерно для диоритов с плагиоклазом № 31—35 (см. рис. 57). Железистость не выходит за пределы гиперстенов, но вполне закономерно меняется от 30% в габбровой группе пород до 41% в диоритах (рис. 58).

Количество оливина в породах Канатикского массива соизмеримо с содержанием ортопироксена, однако его распределение принципиально иное. Всего оливина 0—29%, на породы с 0—6% приходится около 50% при максимуме в интервале 0—2% (см. рис. 56). Кроме того, фиксируется некоторое повышение частоты встречаемости богатых оливином (>10%) пород. По петрографическим же группам оливин распределен принципиально иначе, чем ортопироксен, обнаруживая с ним антагонистические отношения (см. рис. 57). Главная часть обогащенных оливином пород относится к габбровой группе, основность плагиоклаза в которой превышает № 50 (среднее содержание оливина здесь, как правило, превосходит 5%). Породы диоритовой и габбро-норит-диоритовой групп с плагиоклазом № 30—50 характеризуются очень малым (обычно менее 2%) содержанием оливина; в более кислых породах этот минерал встречается в единичных случаях. Железистость оливина варьирует от 22—30% в породах габбровой группы до 50—73% в диоритах. Чаше других встречается оливин с 36—45% фаялитовой составляющей (см. рис. 58). Железистость оливина находится в прямой зависимости с основностью плагиоклаза.

Самым распространенным феррическим минералом пород Канатикского массива является клинопироксен, отвечающий по оптическим

## Химический состав пироксенов Канатикского массива

| № обр.                         | Химический состав пироксенов Канатикского массива |          |          |          | № обр.           | Пересчет на 6 атомов кислорода |          |          |          |
|--------------------------------|---|----------|----------|----------|------------------|--------------------------------|----------|----------|----------|
|                                | 3402(МП)  | 3448(МП) | 3447(МП) | 3447(ПП) |                  | 3402(МП)                       | 3448(МП) | 3447(МП) | 3447(ПП) |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,32   | 50,20    | 50,72    | 50,44    | Si               | 1,898                          | 1,928    | 1,949    | 1,959    |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,14  | 0,76     | 0,50     | 0,60     | Al               | 0,164                          | 0,119    | 0,091    | 0,039    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,70  | 2,64     | 2,01     | 0,85     | Ti               | 0,032                          | 0,022    | 0,014    | 0,018    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,41  | 1,50     | 2,45     | He обн.  | Fe <sup>+3</sup> | 0,040                          | 0,043    | 0,071    | —        |
| FeO                            | 8,92  | 12,60    | 10,96    | 26,08    | Fe <sup>+2</sup> | 0,281                          | 0,404    | 0,352    | 0,846    |
| MnO                            | 0,26  | 0,38     | 0,32     | 0,51     | Mn               | 0,008                          | 0,012    | 0,010    | 0,017    |
| MgO                            | 13,54   | 12,31    | 11,61    | 18,38    | Mg               | 0,761                          | 0,704    | 0,664    | 1,064    |
| CaO                            | 18,72   | 17,25    | 18,84    | 1,35     | Ca               | 0,756                          | 0,709    | 0,775    | 0,056    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,65  | 0,65     | 0,65     | 0,10     | Na               | 0,048                          | 0,048    | 0,048    | 0,008    |
| K <sub>2</sub> O               | 0,06  | 0,12     | 0,20     | 0,08     | K                | 0,003                          | 0,006    | 0,010    | 0,004    |
| Li <sub>2</sub> O              | 0,04  | 0,04     | 0,04     | 0,02     | С у м м а        | 3,992                          | 3,996    | 3,985    | 4,011    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | He обн.   | 0,02     | 0,02     | 0,02     | f                | 30,2                           | 39,5     | 39,4     | 44,8     |
| П. п. п.                       | 1,19  | 1,48     | 1,34     | 1,67     |                  |                                |          |          |          |
| С у м м а                      | 99,95   | 99,95    | 99,66    | 100,10   |                  |                                |          |          |          |

Примечание. 3402 — оливиновое габбро, 3448 и 3447 — двупироксеновые габбро-диориты (порит-диориты). Анализы выполнены в хим. лаб. ИГГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой.

свойствам авгиту. Химические анализы трех клинопироксенов, выделенных из различных пород массива (см. табл. 29), подтверждают такую диагностику: это относительно низкотитанистые авгиты с обычным содержанием глинозема, магния, железа и кальция. Они отличаются от преимущественно титанистых авгитов ранее рассмотренных сиенит-габбровых и пироксенит-габбровых массивов. Распределение клинопироксена в породах массива близко к нормальному. Резко преобладают породы с содержанием клинопироксена 6—12%; богатые клинопироксеном (более 30%) и лишенные его разности очень редки (см. рис. 56). Из выделенных петрографических групп наиболее богаты клинопироксеном габбро с плагноклазом, основность которого составляет № 51—55 (см. рис. 57).

Рудные минералы, представленные в основном титаномagnetитом и в меньшей мере — ильменитом, положительно коррелируются с клинопироксеном. Явно преобладают породы с 0—6% рудного компонента, причем в этом интервале намечается слабо выраженный максимум, приходящийся на 2—4% (см. рис. 56). Наряду с этим четко фиксируется другой максимум, отвечающий богатым титаномagnetитом (более 8%) породам, которые относятся к рудным габбро. Распределение рудного компонента в породах разной основности повторяет распределение в тех же породах клинопироксена (см. рис. 57).

В породах Канатикского массива своеобразно ведет себя апатит. Здесь не обнаруживается, например, свойственная сиенит-габбровым и пироксе-

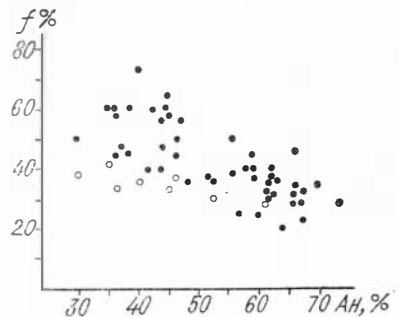


Рис. 58. Зависимость железистости оливина (●) и ортопироксена (○) от основности плагноклаза в породах Канатикского массива.



нит-габбровым массивам положительная его связь с титаномагнетитом и ильменитом. Нет устойчивой зависимости апатита и от других породообразующих минералов. Общий диапазон его содержания 0—2,5%, наиболее распространенные количества —0—1%; на породы с 1—2,5% апатита приходится около 15% (см. рис. 56). Максимальные количества апатита характерны для пород габбро-норит-диоритовой группы с плагиоклазом № 40—50 (см. рис. 57).

Очень сходным поведением характеризуются амфибол и биотит, присутствующие в явно меньших сравнительно с другими феррическими минералами количествах. Наиболее распространенные их содержания — 0—2% (см. рис. 56). Для амфибола намечается, кроме того, еще один, слабее выраженный максимум, приходящийся на породы, относительно богатые этим компонентом (более 8%). Распределение амфибола и биотита в породах разной основности характеризуется четко выраженной неоднородностью (см. рис. 57). Больше всего их в кислых разностях диоритов с плагиоклазом № 25—30; здесь же фиксируются максимумы содержания калишпата и кварца. Повышенные количества амфибола и биотита устанавливаются также в породах габбровой группы, особенно с плагиоклазом № 60—65, причем в них появляются иные, судя по всему, титанистые разности амфибола и биотита с яркими бурыми и красно-коричневыми тонами плеохроизма.

В тесном парагенезисе проявились в породах массива калишпат и кварц. Содержание этих минералов весьма незначительно (0—7,1% калишпата и 0—3,3% кварца), причем они присутствуют лишь в диоритовой и габбро-норит-диоритовой группах пород, максимум их приходится на олигокласовые диориты с плагиоклазом № 25—30 и наиболее высоким содержанием амфибола и биотита (см. рис. 56, 57). Следует подчеркнуть очень узкий диапазон распределения калишпата, который не выходит за пределы кислых, обычно кварцсодержащих разностей диоритов. Содержащие калишпат основные породы монзонитового ряда в Канатикском массиве не обнаружены. Это свидетельствует о невысоком потенциале калия при кристаллизации основной массы пород интрузива и в общем невысокой, по-видимому, нормальной щелочности исходного расплава. Калий, вероятно, расходовался на образование биотита, обязательно, хотя и в небольших количествах, присутствующего в ранних основных породах массива. Калишпат же появился лишь в поздних кислых дифференциатах, кристаллизовавшихся за счет обогащенного кремнеземом и щелочами остаточного расплава. Относительно невысокое содержание калия в породах Канатикского массива устанавливается и химическими анализами. Среднее содержание этого компонента, вычисленное по всем породам дифференцированной серии, включая калишпатсодержащие диориты, составляет 0,88% (см. табл. 28), т. е. не превышает обычные его количества в основных породах.

Суммируя весь материал по основным породообразующим минералам Канатикского интрузива, нетрудно заметить, что в их количествах, соотношениях и составе устанавливаются зависимости, свойственные дифференцированным сериям расслоенных базитовых массивов. Последовательно, по мере перехода от основных дифференциатов к кислым, наблюдается закономерная смена ведущих типов феррических минералов: Ол, МП → МП, РП → Ам, Би. Выявляются обычные для дифференцированных серий базитового ряда антагонистические отношения некоторых минералов (например, плагиоклаза с оливином и клинопироксеном, оливина с ортопироксеном и т. д.) и в то же время стабильные положительные корреляции (клинопироксен и рудный, амфибол и биотит и т. д.). Четко выражена прямая зависимость железистости оливина и ортопироксена от основности сосуществующего с ними плагиоклаза (см. рис. 58). Эта зависимость особенно ярко видна при исследовании пород и породообразующих минералов в отдельных разрезах массива, свидетельствуя о на-

## Парные коэффициенты корреляции между породообразующими минералами Канатикского массива.

Количество проб 57.

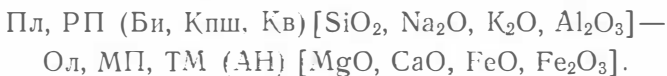
|           |        |       |       |        |        |        |        |       |       |
|-----------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| $\bar{X}$ | 3,78   | 2,82  | 13,32 | 69,22  | 5,01   | 2,94   | 1,71   | 0,45  | 46,11 |
| $S$       | 6,00   | 3,69  | 9,997 | 14,11  | 4,38   | 5,41   | 2,16   | 0,68  | 13,47 |
| $A$       | 2,53   | 1,65  | 1,25  | -1,11  | 1,55   | 3,16   | 1,48   | 1,77  | -0,17 |
| $E$       | 6,75   | 2,86  | 1,19  | 1,21   | 1,68   | 11,38  | 1,29   | 2,23  | -0,99 |
| $d$       | 0,65   | 0,76  | 0,72  | 0,73   | 0,75   | 0,60   | 0,75   | 0,72  | 0,80  |
|           | Ол     | РП    | МП    | Пл     | ТМ, Ил | Ам     | Би     | Ап    | % Ан  |
| % Ан      | +0,47  | -0,25 | +0,35 | -0,30  | +0,29  | -0,098 | -0,42  | -0,11 |       |
| Ап        | -0,086 | +0,12 | -0,21 | +0,24  | -0,085 | -0,23  | +0,050 |       |       |
| Би        | -0,26  | +0,19 | -0,41 | +0,060 | -0,40  | +0,44  |        |       |       |
| Ам        | -0,056 | -0,15 | -0,27 | -0,17  | -0,15  |        |        |       |       |
| ТМ, Ил    | +0,33  | -0,32 | +0,67 | -0,68  |        |        |        |       |       |
| Пл        | -0,52  | +0,11 | -0,76 |        |        |        |        |       |       |
| МП        | +0,30  | -0,17 |       |        |        |        |        |       |       |
| РП        | -0,35  |       |       |        |        |        |        |       |       |

личии в нем элементов скрытой расслоенности. Все это, понятно, лишь дополняет в общем очевидную картину расслоенности, нарисованную ранее по элементам внутреннего строения массива, смене различных пород в разрезах, наличию грубой и тонкой полосчатости и т. д., позволяя увидеть некоторые особенности характера дифференцированности массива.

Закономерные связи между породообразующими минералами и окислами, а также общие тенденции в характере дифференцированности хорошо выявляются корреляционным анализом. Прежде всего резко выражен антагонизм плагиоклаза с оливнином, клинопироксеном и рудным минералом; с ортопироксеном, имеющим с теми же минералами отрицательную, хотя и не столь четко выраженную корреляцию, плагиоклаз связан слабой положительной зависимостью (табл. 30). Эти отношения, выражающиеся формулой Пл (РП) — Ол, МП, ТМ, находятся в соответствии с отмеченной выше тенденцией к смене парагенезиса и количества фемических минералов в различных членах дифференцированного ряда от габбро к диоритам.

Закономерное изменение содержания и железистости фемических минералов в зависимости от количества и основности плагиоклаза иллюстрируется отношениями оливина и плагиоклаза в оливинсодержащих породах (табл. 31). Эти отношения выражаются формулой Пл, Фа — Ол, Ан, свидетельствующей о закономерном росте железистости оливина по мере уменьшения его количества и увеличения общей лейкократовости пород, но главное — в связи с падением основности плагиоклаза.

На основании сводной таблицы парных корреляций (см. табл. 28) общие связи главных породообразующих минералов и породообразующих окислов в Канатикском массиве могут быть отображены в грубых чертах следующим образом:



Эти зависимости хорошо согласуются со всем предыдущим и вполне отвечают преобладающему в Канатикском массиве диоритовому направлению дифференциации, при котором конечными членами диффе-

Парные коэффициенты линейной корреляции между породообразующими минералами  
оливиновых пород Канатикского массива.  
Количество проб 25

|           | Ол     | РП     | МП    | Пл    | ТМ, Ил | Ам     | Би     | Ап    | % Фа  | % Ан  |
|-----------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| $\bar{X}$ | 7,70   | 1,74   | 16,31 | 63,27 | 6,94   | 2,72   | 1,08   | 0,49  | 42,24 | 52,76 |
| S         | 7,20   | 2,47   | 10,35 | 15,79 | 5,46   | 1,63   | 1,50   | 0,72  | 13,38 | 10,58 |
| A         | +1,69  | +1,48  | +0,78 | -0,78 | +0,82  | +3,54  | +1,41  | +1,46 | +0,24 | -0,18 |
| E         | +1,99  | +1,44  | -0,12 | +0,15 | -0,69  | +12,73 | +1,09  | +0,98 | -1,36 | -1,59 |
| d         | 0,70   | 0,76   | 0,79  | 0,77  | 0,82   | 0,53   | 0,75   | 0,75  | 0,84  | 0,89  |
|           | Ол     | РП     | МП    | Пл    | ТМ, Ил | Ам     | Би     | Ап    | % Фа  | % Ан  |
| % Ан      | +0,39  | -0,35  | +0,18 | -0,27 | +0,16  | -0,032 | -0,29  | -0,50 | -0,82 |       |
| % Фа      | -0,39  | +0,14  | -0,11 | +0,32 | -0,16  | -0,21  | +0,24  | +0,51 |       |       |
| Ап        | -0,19  | -0,25  | -0,25 | +0,33 | -0,12  | -0,25  | +0,051 |       |       |       |
| Би        | -0,19  | +0,32  | -0,42 | +0,22 | -0,46  | -0,40  |        |       |       |       |
| Ам        | -0,028 | +0,013 | -0,23 | -0,19 | -0,17  |        |        |       |       |       |
| ТМ, Ил    | +0,11  | -0,32  | +0,72 | -0,69 |        |        |        |       |       |       |
| Пл        | -0,47  | +0,30  | -0,77 |       |        |        |        |       |       |       |
| МП        | +0,16  | -0,30  |       |       |        |        |        |       |       |       |
| РП        | -0,40  |        |       |       |        |        |        |       |       |       |

ренцированного ряда оказываются кварц- и калишпатсодержащие биотит-гиперстеновые (с переменными количествами клинопироксена и амфибола) диориты.

В целом выявленные на основе корреляционного анализа связи породообразующих минералов и окислов Канатикского интрузива свойственны расчлененным габбровым массивам с явлениями кристаллизационной дифференциации. Вместе с тем по сравнению с ранее описанными сиенит-габбровым (Кизирский) и пироксенит-габбровым (Осередок) массивами Канатикский интрузив обладает некоторыми особенностями, связанными, по-видимому, с направлением дифференциации, а также с особенностями состава исходной магмы.

Судя по «валовому» химическому составу пород Канатикского массива (см. табл. 28), исходная для него магма была обогащена кремнеземом ( $\bar{X}_{\text{SiO}_2} = 51,14\%$ ), но относительно бедна калием ( $\bar{X}_{\text{K}_2\text{O}} = 0,88$ ). Об этом также свидетельствует широкое развитие в дифференцированной серии пород габбро-норит-диоритового ряда и отсутствие монцитов (калишпат появляется, причем в небольших количествах, лишь в конечных кислых дифференциатах). Широкое распространение ортопироксена, как признак обогащенности расплава кремнеземом, хорошо согласуется с корреляционными связями этого минерала. Как следует из сводной таблицы парных корреляций (см. табл. 28), ортопироксену прежде всего свойственна сильная положительная связь с кремнеземом и более слабая, но также положительная, с  $\text{Na}_2\text{O}$ ; с анортитовой составляющей плагиоклаза и отсюда с кальцием связан отрицательной зависимостью; отрицательная корреляция характерна для него также с  $\text{FeO}$  и особенно с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ .

Другой особенностью Канатикского массива является отчетливо выраженной линейная корреляционная зависимость главнейших породообразующих минералов от содержания в породах кремнезема, что может быть связано с преимущественно диоритовым направлением дифференциации. В этом Канатикский интрузив заметно отличается от сиенит-габбровых и пироксенит-габбровых массивов, для которых подобные зависимости не столь сильны (в них ведущими являются корреляционные связи породообразующих минералов с основностью плагиоклаза).

Весьма интересной и важной является специфика рудных минералов в Канатикском массиве. Исходя из наблюдений в аншлифах, данных химических анализов пород, парных корреляций  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  и рудного компонента, следует считать, что рудные минералы в нем представлены почти исключительно титаномагнетитом. Как и в других массивах, он имеет очень сильную положительную связь с клинопироксеном и отрицательную — с плагноклазом. Однако корреляция его с оливином и основностью плагноклаза имеет не отрицательный, как это свойственно, например, массиву Осередок, а положительный характер. Следовательно, в данном случае рудный минерал накапливался не в остаточных, относительно низкотемпературных расплавах, соответствующих клинопироксеновым габбро и пироксенитам с плагноклазом сравнительно небольшой основности, а в ранних дифференциатах, отвечающих по составу оливиновым габбро достаточно высокой основности.

Имеется ряд других, более частных особенностей в поведении пороодообразующих минералов Канатикского массива. Ранее уже отмечалось, что из общего ряда пороодообразующих минералов в данном случае как бы выпадает апатит, для которого не характерны обычные в других массивах связи с рудным компонентом. Нет у него определенных корреляционных отношений и с другими пороодообразующими минералами. В Канатикском интрузиве устойчиво проявляется прямая зависимость амфибола и биотита, которые, кроме того, положительно коррелируются с калишпатом и кварцем. Эта особенность, по-видимому, также обусловлена большой ролью в составе дифференцированной серии диоритовой составляющей.

Таким образом, Канатикский интрузив характеризуется комплексом геолого-петрографических, минеральных и петрохимических признаков, заметно отличающих его от распространенных выше сиенит-габбровых и пироксенит-габбровых массивов. Эти особенности проявляются в той или иной степени и в других интрузивах габбро-норит-диоритового типа.

## ДЕМЕР-ТАЙГИНСКИЙ МАССИВ

Демер-Тайгинский массив, представляющий собой более основную разновидность габбро-норит-диоритовых интрузивов, располагается в пределах Дербинского антиклинория среди карбонатных пород протерозойского возраста, в центральной части антиклинальной складки (см. рис. 1). В плане он имеет овальные очертания и вытянут вдоль оси антиклинали (рис. 59). Площадь выходов габброидных пород составляет около 60 км<sup>2</sup>. Контакты массива хорошо обнажены, причем в стенках каров и в бортах глубоко врезаемых ущелий контакты вскрыты по падению на глубину до 150—300 м. Южный контакт падает под углом 70—80° к центру массива, северный контакт вертикальный. Таким образом, Демер-Тайгинский массив представляет собой удлиненное штокообразное тело, несколько сужающееся с глубиной.

Слоистость вмещающих известняков в плане в общем параллельна контактам массива. Известняки как бы обтекают массив близ контактов. По мере приближения к контактам падение слоистости в известняках становится вертикальным, и часто приобретают обратные падения, в общем параллельные поверхностям контактов.

Внутренняя структура массива выявлена по замерам элементов залегания трахитоидности и полосчатости. Полосчатость встречается редко и не контрастна. В тех случаях, когда она наблюдалась, ориентировка ее совпадает с трахитоидностью. Последняя видна почти повсеместно, причем отчетливее в центральной и слабее в краевых зонах. Близ контакта трахитоидность отсутствует. В целом ориентированные структуры

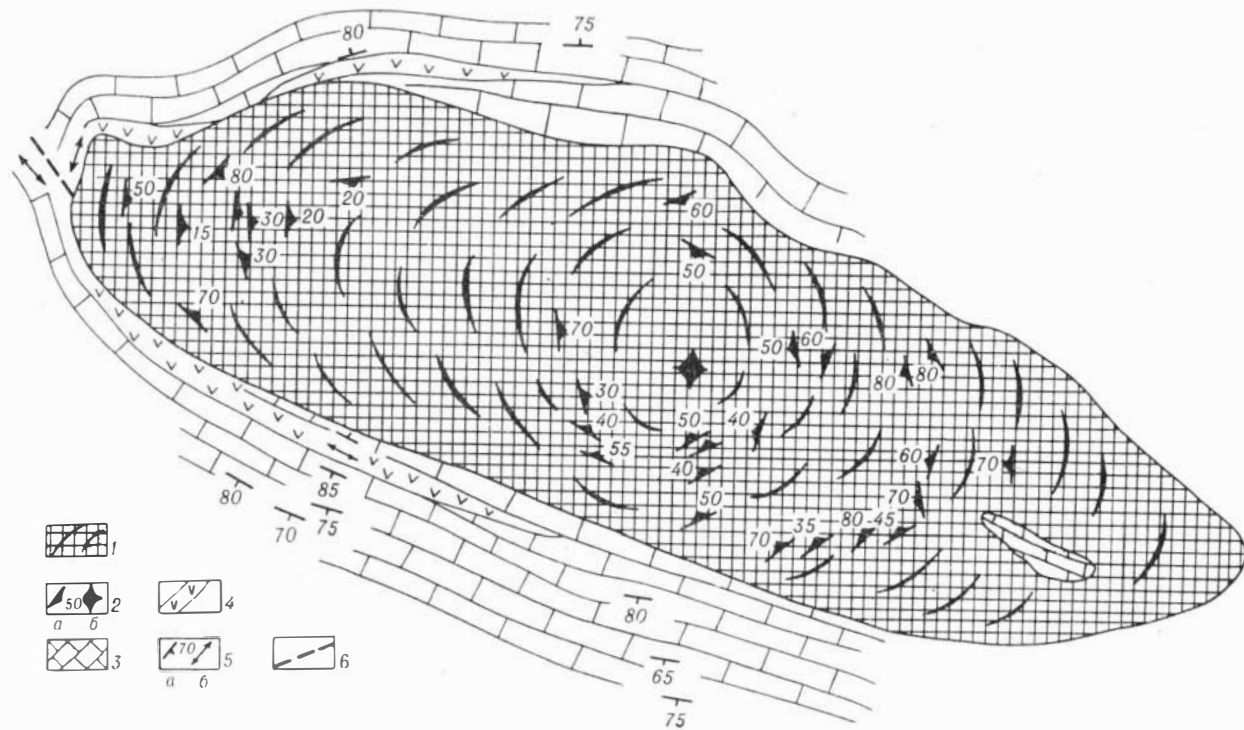


Рис. 59. Схема геологического строения Демер-Тайгинского массива.

1 — преимущественно габбро-нориты с подчиненным количеством амфиболовых габбро, габбро-диоритов, диоритов и оливковых габбро (черным показана преимущественная ориентировка траихтоидности); 2 — элементы залегания траихтоидности (а — наклонные, с указанием угла падения, б — горизонтальные); 3 — мраморизованные известняки и мраморы (Pt); 4 — амфиболиты, роговики; 5 — элементы залегания слоев (а — наклонные, б — вертикальные); 6 — разрывное нарушение.

срединной части массива образуют «чашу», центр которой в плане почти совпадает с геометрическим центром интрузива. Внутренняя структура массива не согласуется с поверхностью его контактов (см. рис. 59).

Среди пород Демер-Тайгинского массива особенно часто встречаются габбро-норит-диориты, сложенные плагиоклазом средней основности (№ 45—55), ромбическим и моноклинным пироксенами и небольшим количеством биотита и роговой обманки. С ними тесно ассоциируют подчиненные им в количественном отношении амфиболовые габбро-диориты, состоящие из плагиоклаза аналогичного состава и зеленой роговой обманки. Более кислые разновидности близки к диоритам; плагиоклаз в них более кислый (№ 36—45), заметно возрастает содержание биотита, часто отмечается кварц и калинатровый полевой шпат. В массиве встречаются и более основные породы — битовнитовые габбро-нориты и габбро. Некоторое представление о количественном соотношении диоритов, габбро-норит-диоритов и битовнитовых габбро дает рис. 60. В очень небольшом количестве встречаются клинопироксениты, сложенные преимущественно слаботитанистым моноклинным пироксеном. Все породы рассекаются плагиоклаз-амфиболовыми жилами, представляющими собой пегматитовую фацию плутона, и более поздними маломощными жилками богатых кварцем плагногранитов.

Габбро-норит-диориты и габбро-нориты очень близки по составу и отличаются лишь основностью плагиоклазов: соответственно № 45—55 и № 56—60. Ромбический пироксен (гиперстен) обладает железистостью около 35% ( $-2V=50^\circ$ ), очень часто в нем наблюдаются тонкие полисинтетические двойники, мелкие пластинчатые вростки ильменита и изометричные включения коричневого анизотропного (или слабоизотропного) минерала, напоминающего шпинель. Моноклинный пироксен также иногда сдвойникован, причем отмечаются тонкие полисинтетические и простые двойники. В них тоже встречаются пластинчатые включения ильменита. Ромбический и моноклинный пироксены обладают одинаковым идиоморфизмом, а иногда образуют сростки. Количественные соотношения их самые различные: иногда резко преобладает ромбический пироксен, чаще же — моноклинный.

Рудные минералы — ильменит и титаномагнетит — отчетливо ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и пироксенам. Количество их незначительно — 1—2, иногда до 5—6%. Обычно ильменит резко преобладает над титаномагнетитом, в котором наряду с вростками ильменита иногда отмечаются мелкие пластинчатые включения шпинели. Кроме перечисленных минералов, постоянно присутствуют роговая обманка и биотит, образующие кристаллы пироксенов и рудных минералов.

Оливиновые габбро-нориты распространены в массиве более ограниченно. Они отличаются от предыдущих лишь присутствием оливина. Последний обладает одинаковым идиоморфизмом с пироксенами и представлен гортонолитом с железистостью 50—60% ( $-2V=74-70^\circ$ ).

Оливиновые габбро-вебстериты встречены только в восточной части массива, где слагают меланократовые прослои среди габбро-норитов, и состоят из плагиоклаза (15%), содержащего около 45—50% анортита, оливина с  $f=53\%$  ( $2V=-73^\circ$ ), ромбического пироксена с  $f=36\%$  ( $2V=-49^\circ$ ) и моноклинного пироксена; в небольших количествах (2—3%) присутствует биотит. Оливин, и пироксен обладают одинаковым идиоморфизмом. Количественные соотношения их примерно следующие: оливина 20%, клинопироксена 30%, ортопироксенов 30%. Рудные минералы (2—3%) представлены

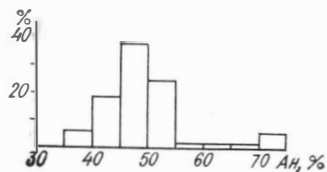


Рис. 60. Распределение плагиоклаза разного состава в породах Демер-Тайгинского массива (63 замера).

ильменитом и титаномагнетитом с пластинчатыми вростками шпинели. Примерное соотношение ильменита и магнетита 2:1.

Амфиболовые габбро-диориты встречаются довольно часто, однако подчинены габбро-норитам. Сложены они плагиоклазом № 45—55 и зеленым амфиболом; иногда присутствует биотит. Отмечаются также апатит, кальцит, эпидот, сфен. Амфиболовые габбро-диориты связаны взаимопереходами с габбро-норит-диоритами и, видимо, представляют собой амфиболизированные разновидности последних.

Пироксеновые диориты и норит-диориты являются наиболее кислыми породами массива. Плагиоклаз в них содержит 40—45% анортита, часто присутствует немного калишпата и кварца. Темноцветы представлены ромбическим и моноклинным пироксенами, зеленым амфиболом и биотитом. Пироксены, как и в габбро-норитах, часто сдвойничены и имеют множество включений ильменита. Для моноклинных пироксенов характерны широкие двойники, а для ромбических — тонкие полисинтетические. В ортопироксенах иногда видны мелкие включения «шпинелевидного» минерала. Железистость их достигает 37—38% ( $-2V=47-48^\circ$ ). Зеленый амфибол и биотит развиваются по пироксенам, замещая их. Рудные минералы представлены ильменитом и титаномагнетитом. Кварца в некоторых образцах до 5%; как и калишпат, он ксеноморфен и заполняет интерстиции. В калишпатах обычно различаются пертитовые вростки. Иногда на границах зерен калишпата и кварца наблюдаются тонкие взаимные сростания. Четко различаются две стадии минералообразования. В первую кристаллизовались плагиоклаз, клино- и ортопироксены, титаномагнетит и ильменит, во вторую — амфибол, биотит, кварц и калишпат.

Битовнитовые габбро-нориты, количество которых сравнительно невелико (около 5%), сложены битовнитом № 70—74, моноклинным и ромбическим пироксеном, зелено-бурой роговой обманкой. Пироксены и плагиоклаз обладают одинаковым идиоформизмом и структура пород близка к габбровой. Для клинопироксена характерны рудные двойники, слабая коричневая окраска и обильные включения рудного минерала. Ромбический пироксен представлен гиперстеном с  $f=33-34\%$  ( $-2V=53-54^\circ$ ). Соотношения ромбического и моноклинного пироксенов разные: иногда преобладает ромбический пироксен, чаще же — моноклинный. Амфибол, количество которого обычно составляет 10—15%, обрастает зерна пироксена и рудных минералов или развивается по пироксенам в виде пятен. Акцессорные минералы представлены апатитом.

Близ северо-западного контакта массива встречена оливинсодержащая разность битовнитового габбро. Мелкие зерна оливина, часто замещенные идингситом, располагаются внутри более крупных кристаллов клинопироксена.

Клинопироксенитов в массиве очень мало, и встречены они в двух местах. В восточной части массива имеются шлиры и прослои мощностью 10—20 см, сложенные на 97—98% моноклинным пироксеном, бесцветным или слабоокрашенным (кремовым). Судя по химическому анализу породы, пироксен довольно беден титаном и глиноземом. Железистость его ( $f \approx 34\%$ ) близка к железистости ромбических пироксенов из габбро-норитов. Кроме пироксенов, отмечаются бурая или буро-зеленая роговая обманка, биотит и ильменит.

В северо-западной части массива, около контакта с мраморами встречены плагиоклаз-апатитовые клинопироксениты, состоящие из моноклинного пироксена (75%), плагиоклаза (6%), апатита (10%), ильменита (3%), амфибола (5%), карбоната (1%). Пироксен обладает отчетливой коричнево-кремовой окраской, характерной для титанистых авгитов. По нему обычно развивается буро-зеленый амфибол, причем процесс амфиболизации сопровождается осветлением пироксена. Плагио-

Химический состав пород Демер-Тайгинского массива

| № анал.                        | 1-1     | 1-2*  | 1-3   | 1-4   | 1-5*  | 1-6   | 1-7     | 1-8*  | 1-9   | 1-10  | 1-11  | 1-12  |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| № обр.                         | 2206    |       | 2113  | 2083  |       | 2187  | 2079    |       | 2134  | 2074  | 2192  | 2091  |
| SiO <sub>2</sub>               | 53,92   | 53,04 | 52,58 | 52,08 | 51,81 | 51,30 | 50,46   | 48,76 | 48,66 | 46,88 | 49,66 | 41,28 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,05    | 0,86  | 0,48  | 0,76  | 1,12  | 0,25  | 0,26    | 0,41  | 0,99  | 2,75  | 0,93  | 3,90  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,73   | 17,45 | 20,09 | 18,75 | 17,65 | 19,56 | 25,66   | 19,51 | 13,78 | 16,57 | 2,85  | 4,95  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,98    | 3,58  | 2,00  | 1,33  | 1,78  | 2,05  | 1,15    | 1,22  | 2,70  | 2,51  | 1,84  | 2,55  |
| FeO                            | 6,35    | 6,22  | 5,41  | 6,78  | 7,07  | 5,84  | 3,03    | 6,32  | 11,69 | 10,53 | 10,17 | 10,03 |
| MnO                            | He обн. | 0,21  | 0,16  | 0,20  | 0,17  | 0,20  | He обн. | 0,22  | 0,29  | 0,25  | 0,33  | 0,25  |
| MgO                            | 4,04    | 4,86  | 5,66  | 6,06  | 3,32  | 5,90  | 2,34    | 6,98  | 8,33  | 6,06  | 13,26 | 7,60  |
| CaO                            | 8,32    | 8,69  | 8,94  | 9,17  | 9,33  | 10,35 | 11,02   | 13,26 | 9,22  | 8,94  | 18,56 | 23,40 |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,47    | 3,00  | 3,15  | 3,41  | 3,60  | 2,63  | 3,88    | 2,05  | 2,51  | 2,71  | 0,47  | 0,74  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,64    | 1,22  | 0,73  | 0,51  | 1,64  | 0,36  | 0,177   | 0,50  | 0,60  | 0,90  | 0,02  | 0,09  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,59    |       | 0,40  | 0,50  |       | 1,11  | 1,38    |       | 0,64  | 1,27  | 1,37  | 1,72  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,10    |       | 0,06  | 0,12  |       | 0,06  | 0,04    |       | 0,06  | 0,02  | 0,06  | 0,04  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,29    |       | 0,18  | 0,17  |       | 0,11  | 0,08    |       | 0,13  | 0,31  | 0,06  | 2,98  |
| Сумма                          | 99,48   | 99,13 | 99,84 | 99,84 | 97,49 | 99,72 | 99,47   | 99,23 | 99,60 | 99,70 | 99,58 | 99,53 |

Примечание. 1-1 — кварцсодержащий пироксеновый диорит; 1-2 — габбро, 1-3 — габбро-норит; 1-4 — габбро-норит с Би и АМ; 1-5 — габбро, 1-6 — амфиболовое габбро; 1-7 — амфиболовое лейкогаббро; 1-8 — габбро; 1-9 — оливковый габбро-норит; 1-10 — АМ-Би габбро; 1-11, 1-12 — клино-пироксениты.

\* Анализы заимствованы у Н. Н. Стамборовского, О. И. Пятова и др. Остальные выполнены в хим. лаб. ИГГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой.

клас ксеноморфен по отношению к пироксену и представлен кислым лабрадором (№ 51). Апатит в виде призматических и боченковидных кристаллов образует включения в пироксене и плагиоклазе.

По химическому составу породы Демер-Тайгинского массива очень близки к канатикским (табл. 32). На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 55) они располагаются строго вдоль той же вариационной линии, что и породы Канатикского интрузива.

### БАЗЫБАЙСКИЙ МАССИВ

Если Демер-Тайгинский массив отличается от Канатикского более основным составом (большим развитием габбро и габбро-норитов), то Базыбайский относится к другому, менее основному (существенно диоритовому) варианту габбро-норит-диоритовых интрузий. Он располагается в среднем течении Казыра и приурочен к восточной части Базыбайского выступа (см. рис. 1). В плане это вытянутое в широтном направлении тело площадью около 130 км<sup>2</sup>. Среди вмещающих пород преобладают разнообразные по составу кристаллические сланцы базыбайской свиты. С восточной стороны массив обрзается телом раннепалеозойских гранитоидов ольховского комплекса. Севернее вскрывается обширное поле меланократовых пород — меладiorитов, плагиоклазовых и пироксеновых горнблендитов, геологическое положение и отношение которых к Базыбайскому массиву в настоящее время недостаточно ясны. Также неясными остаются форма и внутреннее строение интрузива.

Базыбайский массив сложен главным образом среднезернистыми, иногда порфиroidными диоритами и габбро-диоритами, среди которых преобладают двупироксеновые диориты. В подчиненных количествах встречаются габбро и габбро-нориты. Границы между выделенными группами пород, связанными обычно постепенными взаимопереходами,



проводятся по основности плагиоклаза. Большинство пород характеризуется призматически-зернистым строением и отчетливой трахитоидностью.

Двупироксеновые диориты на 70—80% состоят из плагиоклаза, основность которого меняется от № 30—34 до № 43—47, и темноцветных минералов (15—20%), представленных преимущественно орто- и клинопироксенами; кроме того, почти всегда присутствуют кварц (3—10%) и калишпат (до 5%). В центральных частях крупных плагиоклазовых зерен обычно устанавливаются неправильные по форме ядра лабрадора № 52—65, а в единичных случаях и реликты битовнита № 82. В калиевом шпате часто проявляется микроклиновая решетка и криптопертиты, на границе с плагиоклазовыми зернами образуются мирмекиты. Фемические минералы представлены биотитом, гиперстеном с железистостью 35—40% ( $-2V=46-50^\circ$ ), клинопироксеном и зеленой роговой обманкой. По характеру господствующих темноцветов различаются, помимо явно доминирующих биотитсодержащих двупироксеновых диоритов, биотит-клинопироксеновые, амфибол-пироксеновые и пироксен-биотитовые разновидности. Весьма характерно образование микрошпировых скоплений, главной составной частью которых является ортопироксен с примесью рудного минерала или биотита и роговой обманки. Из аксессуарных минералов присутствуют рудный, апатит и довольно часто — циркон, вкрапленники которого в биотите сопровождаются плеохроичными дворидами. Вторичные изменения развиты слабо и выражаются в основном в серицитизации плагиоклаза, уралитизации клинопироксена и хлоритизации биотита.

Габбро-диориты и норит-диориты отличаются от предыдущих более высокой основностью плагиоклаза, зерна которого имеют отчетливо зональное строение. Преобладает андезин-лабрадор № 45—55 (рис. 61), в ядрах устанавливаются лабрадор № 59—68, а иногда битовнит № 70—75; периферические каймы имеют более кислый состав (№ 35—40). Наиболее крупные таблочки плагиоклаза содержат включения пироксенов. Набор темноцветных минералов тот же, что и в диоритах, суммарные же их количества колеблются в более широких пределах (от 8—10 до 30—40%). В габбро-диоритах преобладают роговая обманка и биотит с подчиненной ролью пироксенов, а в норит-диоритах главными фемическими минералами являются ромбический с железистостью 33—37% ( $-2V=48-52^\circ$ ) и моноклинный пироксены. Из аксессуарных минералов, помимо постоянно присутствующих рудного и апатита, отмечается циркон, особенно характерный для разновидностей, обогащенных биотитом.

Габбро-нориты и габбро образуют сравнительно небольшие линзообразные обособления среди предыдущих пород. В габбро-норитах плагиоклаз представлен лабрадором № 55—65 с тонкими каймами андезина № 40—49. Из темноцветных минералов, наряду с гиперстеном состава  $f=33-38\%$  ( $-2V=47-52^\circ$ ), постоянно присутствует биотит (до 10—12%); зеленая роговая обманка встречается лишь в единичных зернах. В незначительном количестве (1—3%) имеется кварц и очень редко — калишпат. Аксессуары представлены апатитом, рудными минералами и изредка цирконом.

По основности плагиоклаза от габбро-норитов резко отличаются рогово-обманковые габбро и рогово-обманково-биотитовые габбро-нориты, встречающиеся среди диоритов в виде небольших шпирообразных тел. Плагиоклаз в них представлен битовнитом № 82—88 с понижением основности в краевых частях зерен и в «пятнах»

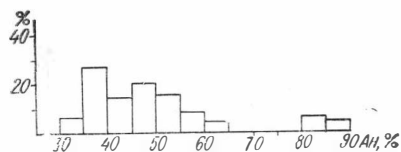


Рис. 61. Распределение плагиоклаза разного состава в породах Байдари́нского массива (51 замер).

до лабрадора № 68—70 или 57—59. Ромбический пироксен характеризуется несколько меньшей железистостью —31—33% ( $-2V=52-53^\circ$ ). Роговая обманка имеет густую буро-зеленую окраску. Кварц и калишпат отсутствуют. Из аксессуарных минералов встречаются рудный и апатит.

## **ДРУГИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ИНТРУЗИЙ ГАББРО-НОРИТ-ДИОРИТОВОГО ТИПА**

К габбро-норит-диоритовой группе интрузий относится также ряд менее выразительных и типичных интрузивов области Базыбайского выступа: Поповский, Нижне- и Верхнекитакские и др. Они сложены преимущественно габбро-норитами и двупироксеновыми диоритами, подверженными глубоким преобразованиям в связи с обычно присутствующими здесь же более поздними гранитами.

Наиболее крупный в этом ряду Поповский массив находится на северной окраине Базыбайского выступа, в верховье р. Мал. Китата (см. рис. 1). Как и рядом расположенный массив горы Осередок, он залегает в поле развития карбонатно- и вулканогенно-сланцевых отложений протерозоя — раннего кембрия. Форма массива в плане изометричная, слегка вытянута в субширотном направлении, в разрезе неясная. Элементы протектоники (планпараллельные текстуры в грубозернистых трахитоидных габбро) имеют преимущественно субширотное простирание и крутое различного направления падение, что позволяет предполагать пластино- или штокообразную форму тела. Надо сказать, что исследование условий залегания, формы, внутреннего строения и состава этого интрузива затруднено очень плохой его обнаженностью. В грубых чертах строение интрузива представляется в следующем виде.

Центральная часть массива сложена грубозернистыми амфиболовыми габбро-диоритами с резко обозначенным ориентированным планпараллельным расположением призм плагиоклаза и роговой обманки. Среди фемических минералов наряду с роговой обманкой встречается клинопироксен, в большинстве случаев уралитизированный. Плагиоклаз обычно зональный: № 40—45 в центре зерен, № 35—40 по краям. Характерно относительно высокое содержание апатита.

Ближе к периферии распространены крупно- и среднезернистые, также трахитоидные двупироксеновые габбро-диориты и диориты. В габбро-диоритах иногда присутствует амфибол, развивающийся по пироксену; тем самым они сближаются с амфиболовыми габбро-диоритами. Часто с орто- и клинопироксеном ассоциирует биотит. Основность плагиоклаза меняется от № 40—45 (редко № 50) в габбро-диоритах до № 30—35 в диоритах. Обнаруживаются явления микроклинизации, в интерстициях появляется кварц.

В Поповском массиве широко распространены инъекционные породы, среди которых различаются граниты, близкие по составу к гранодиоритам, биотит-пироксеновые и биотит-амфиболовые мелкозернистые диориты. Граниты обычно образуют четко секущие дайковидные тела, мелкозернистые диориты — маломощные жилы и гнезда с неясными, размазанными границами. На участках, подверженных такого рода инъекциям, габбро-диориты и двупироксеновые диориты испытывают значительные преобразования, заключающиеся в покислении плагиоклазов, микроклинизации, окварцевании, разложении и частичном удалении фемических минералов, т. е. в явлениях, сходных с гранитизацией. Преобразования такого рода распространены в этом массиве очень широко, что еще более затрудняет выяснение первоначальных особенностей его строения и состава.

Верхне- и Нижнекитакский интрузивы сохранились еще хуже. Можно лишь утверждать, что на участках впадения рек Верх. и Нижн. Ки-

татов в Казыр вскрываются характерные для габбро-норит-диоритовой ассоциации биотитсодержащие двупироксеновые габбро-диориты и диориты со специфическими планпараллельными текстурами. Размеры, форма, внутреннее строение и состав этих интрузивов остаются не выясненными вследствие плохой обнаженности районов и тех преобразований, которым они подверглись под воздействием более поздних гранитов.

В восточной части Кизир-Казырской зоны в области ее сопряжения с байкалидами Протеросаяна находится другой узел сосредоточения габбро-норит-диоритовых интрузий. Здесь наряду с Демер-Тайгинским массивом известны Валинский, Соругский и ряд других более мелких интрузивов аналогичного состава (см. рис. 1). Полнее других в этой группе изучен В а л и н с к и й и н т р у з и в, расположенный в верховье Казыра у северо-восточного контакта крупного плутона раннепалеозойских гранитоидов. В его сложении принимают участие двупироксеновые габбро-диориты и биотит-пироксеновые диориты (среди последних часто встречаются кварцсодержащие разности), а также роговообманковые битовнитовые габбро и габбро-нориты, образующие сравнительно мало мощные горизонты и линзы преимущественно в восточной части массива. Там же в виде линзы, имеющей 2-метровую мощность и протяженность по простиранию около 7 м, встречены оливиновые горнblendиты. В целом намечается грубо-зональное строение массива, выражающееся в резко доминирующем значении двупироксеновых габбро-диоритов и диоритов в западной его части и возрастании роли более основных пород (габбро и габбро-норитов) в восточной.

Минеральный состав выделенных пород характеризуется в общем одним парагенезисом. Они сложены в основном плагиоклазом, орто- и клинопироксеном и биотитом. В переменных, чаще всего небольших количествах присутствует буро-зеленая роговая обманка, роль которой заметно возрастает в меланократовых габбро-норитах и становится доминирующей в битовнитовых габбро и горнblendитах. В измененных разностях габбро-диоритов и диоритов появляется светло-зеленый уралит. В диоритах часто содержится кварц. Рудные минералы представлены в основном титаномагнетитом и ильменитом, в виде редких мелких зерен встречается пирит. В горнblendитах среди рудных аксессуаров установлены пирротин, находящийся в сростках с халькопиритом и, возможно, пентландитом, в трещинках и по границам зерен прозрачных минералов развивается магнетит.

Существенно варьируют в различных типах пород количественные соотношения минералов, а в ряде случаев и их состав, причем в изменениях состава породообразующих минералов улавливаются закономерности, свойственные породам других массивов габбро-норит-диоритового типа. Общее количество фемических минералов меняется от 20—30% в диоритах и лейкократовых разностях габбро-норитов до 45—50% в меланократовых габбро-норитах и битовнитовых габбро; крайними наиболее меланократовыми дифференциатами являются плагиоклазсодержащие оливиновые горнblendиты. Роль биотита закономерно падает по мере возрастания основности пород: в диоритах содержание биотита превышает во всех случаях 10%, в габбро-диоритах и габбро-норитах оно составляет в среднем 5—10%, а в габбро-норитах и битовнитовых габбро обычно не выходит за пределы 5%. Кварц чаще присутствует в диоритах и габбро-диоритах, причем количество его редко превышает 5%. Оливин установлен лишь в горнblendитах, где он образует многочисленные пойкилитовые включения в крупных зернах зеленовато-бурой роговой обманки.

Состав породообразующих минералов закономерно меняется. Основность плагиоклаза составляет № 38—45 в диоритах и № 50—65 в габбро-норитах, достигая № 70—80 в битовнитовых габбро и некоторых

разностях габбро-норитов. Изменение основности плагиоклаза иллюстрируется гистограммой (рис. 62). Четко выражена тенденция повышения железистости ортопироксенов, отвечающих в общем гиперстену, с понижением основности пород. Наиболее железистые разности гиперстена с содержанием ферросилита 33—35% ( $-2V=50-53^\circ$ ) характерны для диоритов, в габбро-норитах и габбро-железистость снижается до 29—30% ( $-2V=57-59^\circ$ ).

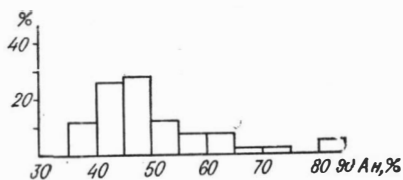


Рис. 62. Распределение плагиоклаза различного состава в габброидах Валинского массива (47 замеров).

По химическому составу породы Валинского интрузива аналогичны габбро-норитам и габбро-диоритам Канатикского и Демер-Тайгинского массивов (табл. 33).

В приконтактной, обращенной к массиву раннепалеозойских гранитоидов зоне габброиды Валинского интрузива рассечены мелкими телами кварцевых диоритов и сиенито-диоритов, а также многочисленными кварц-полевошпатовыми жилами. Здесь породы интрузива подвержены преобразованиям, сходным с гранитизацией. Изменения обычно начинаются с разложения пироксенов и вытеснения их светло-зеленым амфиболом актинолитового ряда, при этом заметно уменьшается и общее количество феррических минералов (до 10—15%). Почти одновременно в межзерновых пространствах появляется гранобластический агрегат кварца, местами разрастающийся в основную ткань, вмещающую разобщенные дезинтегрированные зерна исходных пород. Изредка в ассоциации с кварцем появляется микроклин.

В непосредственном контакте с гранитоидным массивом габброиды преобразуются в биотит-пироксеновые роговики. Сходные роговики

Т а б л и ц а 33

Химический состав пород Валинского массива

| № анал.                        | 2-1    | 2-2    | 2-3      | 2-4      | 2-5      |
|--------------------------------|--------|--------|----------|----------|----------|
| № обр.                         | 3019   | 508/69 | 512-6/69 | 513-6/69 | 514-6/69 |
| SiO <sub>2</sub>               | 53,08  | 51,80  | 51,14    | 50,54    | 49,90    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,83   | 0,95   | 1,00     | 0,53     | 1,05     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,63  | 16,69  | 15,02    | 16,39    | 16,88    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,97   | 2,42   | 1,83     | 0,66     | 3,26     |
| FeO                            | 6,30   | 6,42   | 6,36     | 4,94     | 6,81     |
| MnO                            | 0,11   | 0,17   | 0,23     | 0,08     | 0,21     |
| MgO                            | 4,46   | 7,56   | 8,31     | 8,80     | 7,71     |
| CaO                            | 8,33   | 9,11   | 9,89     | 13,80    | 9,27     |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,96   | 3,02   | 2,74     | 2,16     | 2,83     |
| K <sub>2</sub> O               | 1,13   | 1,28   | 1,98     | 0,98     | 0,72     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0,16   | —      | 0,08     | 0,16     | 0,12     |
| П. п. п.                       | 0,40   | 0,42   | 0,06     | 0,25     | 0,34     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,98   | 0,83   | 1,67     | 1,23     | 0,80     |
| С у м м а                      | 100,34 | 100,67 | 100,31   | 100,52   | 99,90    |

Примечание. 3019 — биотитсодержащий двупироксеновый диорит; 508/69 — норит-диорит (двупироксеновый биотитсодержащий габбро-норит); 512-6/69 — меланократовый габбро-норит; 513-6/69 — биотитовый габбро-норит; 514-6/69 — норит-диорит. Анализы выполнены в хим. лаб. ИГГ СО АН СССР (аналитик И. М. Гарагулина).

встречаются и в ксенолитах среди гранитов. Все это свидетельствует о явно предгранитном возрасте Валинского интрузива.

Расположенный юго-восточнее, Соругский интрузив сложен исключительно биотитсодержащими двупироксеновыми диоритами, пространственно сопряженными с раннепалеозойскими гранитами Хамсаринской зоны. Более основные породы в составе этого интрузива не установлены. В этом отношении он наиболее близок к Базыбайскому массиву, в котором также доминируют двупироксеновые диориты, кстати, полностью идентичные соругским.

К этой же группе интрузий могут быть отнесены многочисленные плохо сохранившиеся тела габброидов в полях развития раннепалеозойских гранитов. Эти тела прежде включались в состав раннепалеозойских гранитоидных комплексов в качестве производных первых их фаз. Вместе с тем, несмотря на значительные изменения, которым подвергаются габброиды под воздействием гранитов, они обнаруживают черты самостоятельных образований, резко отличных по структурной позиции и составу от гранитоидов, но сходных по тем же признакам с рассмотренными выше раннепалеозойскими базитовыми интрузиями.

Эта категория габброидных интрузивов детально исследована в северо-западной части Кизир-Казырской зоны в районе Шиндинского плутона ольховского гранитоидного комплекса (см. рис. 1). Здесь установлены две разновидности догранитных основных интрузий. Одна из них представлена габбро, габбро-норитами и габбро-диоритами, другая — преимущественно кварцевыми диоритами и диоритами, среди которых широко распространены биотит-пироксеновые разности.

Габбровые тела имеют небольшие размеры и размещаются в экзоконтактовой зоне гранитоидного плутона, а нередко и далеко за ее пределами, как вполне самостоятельные образования. Внутри плутона они встречаются значительно реже в составе крупных останцов вмещающих пород. Обычно это слегка удлиненные, реже изометричные в плане, иногда слабо расслоенные интрузивы, располагающиеся цепочками согласно дизъюнктивным нарушениям северо-западного простирания. Наиболее крупными среди них являются Балахтисонский, Тартоякский, Московский и Верхнечинжебинский массивы в северо-западной части Артемовской мегантиклинали и расположенный в юго-восточной окраине этой структуры интрузив Хайрюзового Белка.

Петрографический состав габбровых интрузивов изменчив. В их сложении принимают участие в различной степени измененные разности пород, представленные габбро-норитами, оливинowymi и роговообманковыми габбро, реже габбро-диоритами. В ряде случаев устанавливаются существенные различия в составе габбро, варьирующих от лейкогаббро и габбро-анортозитов до меланократовых габбро, что свидетельствует о дифференцированности некоторых интрузивов. Для большинства пород характерны планпараллельные (трахитоидные) текстуры; иногда обнаруживается согласная с трахитоидностью первичномагматическая полосчатость, обусловленная чередованием различных по меланократовости слоев в габбро. Все это в значительной мере затушено теми изменениями, которым подвергаются габброиды со стороны гранитов.

В общем же степень дифференцированности интрузивов данной группы, видимо, не столь значительна, как ранее рассмотренных расслоенных массивов. Главной, доминирующей разновидностью слагающих пород являются габбро-нориты. Ими сложены в основном Верхнечинжебинский и Тартоякский интрузивы, в тех или иных количествах они отмечаются и в большинстве других тел. Верхнечинжебинские габбро-нориты относятся к категории роговообманковых и отличаются очень высокой основностью плагиоклаза (№ 83—90). Средний их состав характеризуется примерно следующими количествами минералов (в %):

плагноклаза 50, клинопироксена (салита) 15, ортопироксена (гиперстена) 12, оливина до 1, роговой обманки около 20, рудных минералов (магнетита и титаномагнетита) 2. Встречаются разновидности с доминирующей ролью гиперстена (до 21%), а кроме того, обнаруживаются меланократовые (фемических компонентов 55—60%) и лейкократовые (10—15% темноцветных минералов) габбро-нориты. В лейкократовых разновидностях основность плагноклаза снижается до № 70.

Габбро-нориты Тартоякского интрузива отличаются от верхнечинжебинских пойкилоофитовой структурой, несколько большей ролью в составе цветных минералов оливина и меньшей основностью плагноклаза (№ 60). Среди амфиболов наряду с господствующим уралитом встречается роговая обманка, близкая по оптическим свойствам к базальтической; в составе фемических минералов присутствует, кроме того, биотит.

Оливиновые габбро встречаются почти в каждом габбровом теле, но шире всего они распространены в интрузиве Хайрюзового Белка. По составу эта разновидность пород близка к описанным выше габбро-норитам, отличаясь большим количеством оливина (около 8%) и меньшим — гиперстена (около 4%). Плагноклаз характеризуется также высокой основностью (№ 70—80, реже № 60).

Широко распространены амфиболовые габбро с относительно низкой основностью плагноклаза (№ 50—60) и преобладанием в составе темноцветных минералов буро-зеленой роговой обманки и уралита. Пироксены и оливин устанавливаются в реликтовых зернах. Значительная, если не большая, часть этих пород образована по габбро-норитам и оливиновым габбро при их амфиболитизации, которая может быть увязана с метаморфизирующим воздействием на габброиды более поздних гранитов.

Химический состав относительно свежих разновидностей габбро приведен в табл. 34.

Вблизи гранитов габбро и габбро-нориты подвергаются значительным изменениям, преобразуясь в породы, приближающиеся по составу к кварцевым габбро-диоритам и диоритам, а иногда к горнблендитам. Изменения обычно начинаются с появления кварца, образующего небольшие гнезда и жилки мозаичного строения. Вместе с ним развивается биотит, пироксены замещаются уралитом, плагноклаз становится более кислым, приобретая зонально-пятнистое строение; иногда в таких зернах устанавливаются признаки деанортитизации плагноклаза с выделением соссурита и альбитизацией по жилкам. Глубоко измененные разновидности габбро почти полностью утрачивают первоначальный состав, преобразуясь в богатые кварцем (до 25%) породы, приближающиеся по основности к кварцевым диоритам. Кварц распределен неравномерно, образуя гнезда мозаичного строения, причем ведет он себя весьма агрессивно, корродируя и прорастая с краев зерна плагноклаза. Биотит

Т а б л и ц а 34

Химический состав габброидов Артемовского района, вес. %

| № обр. | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П. п. п | Сумма  |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|---------|--------|
| 816а   | 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 |
| 668б   | 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 |
| 1224   | 47,42            | 0,59             | 18,06                          | 1,83                           | 6,22 | 0,10 | 6,22 | 13,34 | 2,56              | 0,42             | 0,094                         | 3,10    | 100,14 |
| 6484   | 52,50            | 0,90             | 15,53                          | 2,13                           | 6,82 | 0,15 | 8,40 | 8,78  | 2,52              | 0,60             | 0,140                         | 0,95    | 99,42  |

Примечание. 816а — габбро-норит, Верхнечинжебинский интрузив; 668б — оливиновое габбро, Хайрюзовый интрузив; 1224 — оливиновое габбро, Хайрюзовый интрузив; 6484 — амфиболитизированное габбро, Верхнечинкинский интрузив. Анализы выполнены в центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

замещает и постепенно вытесняет амфибол. Общее содержание темноцветных минералов снижается до 10—15%. Иногда устанавливаются признаки микроклинизации. На участках, подверженных интенсивному дроблению и тонкопрожилковой гранитной инъекции, возникают породы, похожие на эруптивную брекчию. Габброиды, оказывающиеся при этом среди гранитов в виде похожих на обломки остроугольных включений, нацело амфиболизируются и перекристаллизуются, приобретая состав и облик грубозернистых горнблендитов.

Следует особо подчеркнуть, что в полях раннепалеозойских гранитоидов преобладают глубоко измененные и широко варьирующие по составу и строению габбро, первоначальное состояние которых выявляется с большим трудом. Именно поэтому данная группа пород относится многими исследователями к гибридным производным гранитоидной интрузии. Ошибочность такой трактовки становится очевидной при внимательном изучении габбро и продуктов их изменения.

Значительные трудности возникают при определении в этом ряду места диоритов, особенно широко распространенных в полях развития раннепалеозойских гранитов. Среди них встречаются весьма специфические трахитоидные биотит-пироксеновые разности, слагающие в ассоциации с биотит-амфиболовыми и роговообманковыми диоритами как бы самостоятельные, явно предгранитные тела, сходные по структурной позиции, строению и составу с рассмотренными выше габбровыми интрузивами. Вместе с тем эти тела, расположенные в подавляющем большинстве в экзоконтактах гранитоидных плутонов, включают различного рода реакционные образования, связанные в своем происхождении с гранитами. Неизменные биотит-пироксеновые диориты встречаются в такой обстановке редко. Обычно они подвергаются значительным изменениям и почти полностью утрачивают исходный состав, преобразуясь в «пестрые», весьма неоднородные по структуре и составу породы, которые можно рассматривать как гибридные или, точнее, как в различной степени гранитированные образования. Такие породы сближаются по вещественному составу с кварцевыми диоритами и тоналитами собственно гранитоидных массивов, возникающими при контактово-реакционном взаимодействии гранитных расплавов с вмещающими эффузивами и кристаллическими сланцами основного состава.

Таким образом, встречающиеся в гранитных полях диориты являются образованиями гетерогенными, объединяющими, с одной стороны, среднеосновные (диоритового ряда) породы (это прежде всего биотитсодержащие двупироксеновые диориты), родственные предгранитному комплексу базитовых интрузий, а с другой — различного рода реакционные образования, связанные с формированием раннепалеозойских гранитов. Расчленение этой ассоциации возможно лишь при детальном целенаправленном изучении не только базитовых, но и гранитоидных комплексов.

Оценивая в целом особенности состава массивов габбро-норит-диоритового типа, следует подчеркнуть значительное сходство их петрографических черт. Во всех массивах этой группы ведущими являются двупироксеновые габбро-диориты (норит-диориты) и весьма своеобразные биотитсодержащие двупироксеновые диориты, причем минеральный состав этих пород в разных массивах идентичен. Характерно обязательное наличие, хотя и в разных количествах, типичных основных пород габбрового ряда и столь же постоянное присутствие во всех породах, включая диориты, плагиоклаза высокой основности, соответствующей в ядрах отдельных зерен лабрадору, а иногда битовниту. Для ряда массивов устанавливается грубораслоенное стратиформное строение, подчеркивающееся закономерной ориентировкой директивных текстур в породах, а также элементы скрытой расслоенности, заключающиеся в строго согласованном изменении состава порообразующих минера-

лов по разрезам. Эти явления несколько отличаются от ранее описанной дифференцированности в сиенит-габбровых и пироксенит-габбровых массивах. Подробное сопоставление характера дифференциации в массивах разного типа дается в следующей заключительной главе.

## **СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГАББРОВЫХ ИНТРУЗИЙ**

Изложенный в предшествующих главах материал свидетельствует о широком и разнообразном проявлении в каледонских и примыкающих к ним байкальских структурах северо-западной части Восточного Саяна раннепалеозойских дифференцированных габбровых интрузий. Помимо ранее описанных на северо-западной окраине Дербинского антиклинория габбро-пироксенит-перидотитовых массивов нижнедербинского комплекса (Волохов, Иванов, 1964), раннепалеозойские дифференцированные базитовые интрузии широко распространены в каледонидах Кизир-Казырского района. Здесь наряду с уже известными сиенит-габбровыми массивами обнаружены и исследованы сходные, но широко варьирующие по составу другие интрузии дифференцированных габброидов — охарактеризованные выше вместе с сиенит-габбровыми ассоциациями пироксенит-габбровые и разнообразные габбро-норит-диоритовые интрузии.

Рассмотренные раннепалеозойские дифференцированные габброиды Кизир-Казырского района объединяются некоторыми общими геолого-петрографическими признаками. Прежде всего все они относятся к категории высокотитанистых базитовых интрузий. Для большинства массивов свойственно широкое развитие в составе слагающих их пород титаносодержащих минералов: титаномагнетита и ильменита, титанавгита, высокотитанистой роговой обманки, близкой к керсутиту, и титанистого биотита. Другой особенностью дифференцированных габбровых интрузий исследованного района является то, что большая часть представляющих их массивов имеет воронкообразную форму и расслоенное внутреннее строение. В каждом из рассмотренных типов имеются массивы с отчетливо стратиформной конфокальной внутренней структурой (массивы Кизирский, Осередок и Канатикский). Во всех случаях резко выражены согласные с общей структурой массивов директивные текстуры в габбро: планпараллельные (трахитоидные) и тонкослоистые (полосчатые). Весьма характерна скрытая расслоенность, заключающаяся в строго согласованном изменении состава главных породообразующих минералов (основности плагиоклазов, железистости оливинов и пироксенов и т. д.) по разрезам массивов в различных дифференциатах слоистых серий. Наконец, намечаются некоторые общие тенденции в процессе дифференциации. Так, во всех титаносных массивах выявляется очень сильная прямая корреляционная зависимость рудных минералов (титаномагнетита и ильменита) и клинопироксена и устанавливается концентрация рудного компонента в обогащенных клинопироксеном разностях габбро и иногда в плагиоклазосодержащих клинопироксенитах.

Вместе с тем представленное в предыдущих главах описание разных вариантов дифференцированных габбровых интрузий (сиенит-габбровых, пироксенит-габбровых и габбро-норит-диоритовых) свидетельствует о существовании между ними достаточно отчетливых и устойчивых различий, выражающихся прежде всего в специфике их вещественного состава. Степень этих различий неодинакова. В меньшей мере отличаются друг от друга сиенит-габбровые и пироксенит-габбровые



массивы. Они разнятся главным образом наличием сиенитов в ассоциации с габбро в первом случае и отсутствием сиенитов, но зато большей ролью ультрабазитов, представленных преимущественно клинопироксенитами, во втором. Базитовая же часть этих массивов, составляющая их основу, по существу, идентична, обнаруживая сходство фактически по всем параметрам.

Сиенит-габбровые и пироксенит-габбровые массивы располагаются обычно изолированно от раннепалеозойских гранитоидных батолитов, проявляясь как вполне автономные стратифицированные воронкообразные интрузивы с ритмически-расслоенным внутренним строением. Четкая ритмика в строении слонистой серии — характерная устойчивая черта массивов этих двух типов. Состав базитов сравниваемых массивов очень близок. В обоих случаях отмечается резкая недосыщенность габброидов кремнеземом. В среднем основные породы отвечают оливиновому габбро, по Р. Дэли, отличаясь от стандартного типа еще меньшим содержанием  $\text{SiO}_2$  и несколько повышенной щелочностью (см. табл. 11, 23). В составе породных ассоциаций преобладают оливиновые габбро, среди которых широко распространены лейкократовые и биотитсодержащие разновидности, габбро-нориты встречаются очень редко, а кварцсодержащие породы обычно отсутствуют. Среди ультраосновных дифференциатов преобладают плагиоклазсодержащие клинопироксениты. Оливиновые разновидности, близкие к верлитам, сравнительно редки. Весьма примечательны своеобразные апатитовые клинопироксениты с красным бурным титанистым авгитом и большим (до 10% и выше) количеством апатита, встречающиеся как в сиенит-габбровых (Кизирский), так и в пироксенит-габбровых (Осередок) массивах.

Внутреннее строение базитовых частей массивов обоих типов, как видно на примерах Осередокского и Кизирского интрузивов, сходно даже в деталях. В них имеется одинаковая грубая зональность с тремя отличными по составу мегаритами. Вблизи контактов отмечаются габброиды пониженной основности, относительно обогащенные кремнеземом и в меньшей мере щелочами. Средние зоны отмечены наиболее широкой дифференциацией, в них полнее, чем в других мегаритах, распространены лабрадориты и габбро-анортозиты, сочетающиеся в условиях Осередка не только с габброидами, но и с пироксенитами и даже верлитами. Центральные зоны, совпадающие с чащеобразными структурными центрами массивов, представлены полого залегающими горизонтами мезократовых и меланократовых рудных габбро, обогащенных клинопироксеном и относительно бедных оливинном.

В отдельных мега- и макроритах прослежено согласованное изменение основности плагиоклазов и железистости темноцветных минералов (оливина и пироксена). Обращает на себя внимание очень близкий состав свойственных Осередокскому и Кизирскому массивам основных пород и породообразующих минералов. Наконец, в обоих случаях четко выражена тенденция накопления рудных компонентов (титаномагнетита и ильменита) в остаточных расплавах, отвечающих обогащенным клинопироксеном габбро и плагиоклазсодержащим клинопироксенитам с относительно малоосновным низкотемпературным плагиоклазом, что соответствует «феннеровскому» типу дифференциации.

Таким образом, базитовая составляющая сиенит-габбровых и пироксенит-габбровых массивов оказывается, по нашим данным, фактически идентичной. Отличие заключается, пожалуй, лишь в несколько повышенной общей щелочности габброидов Кизирского массива (см. табл. 8 и рис. 11), что хорошо согласуется с наличием в нем в сочетании с габбро сиенитов, т. е. с явно повышенной щелочностью всей ассоциации. В общем же мы склонны рассматривать пироксенит-габбровые

массивы как особый, собственно базитовый, вариант сиенит-габбровых ассоциаций, в котором отсутствует сиенитовая составляющая.

Существенно иначе представлены интрузии габбро-норит-диоритового типа. Они располагаются обычно в местах обильного развития раннепалеозойского гранитоидного магматизма, вблизи крупных тоналит-гранодиоритовых plutонов, которым во всех случаях предшествуют. Подвергаясь со стороны гранитов интенсивному воздействию, они в значительной степени утрачивают свои первоначальные формы и исходный состав. Габбро-норит-диоритовые массивы зачастую разобщены гранитами и представлены в полях гранитоидов фрагментами бескорневых базитовых интрузивов, находящихся в кровле крупных батолитообразных гранитоидных тел. Понятно, что и состав таких интрузивов далек от первоначального в силу значительных изменений (в том числе гранитизации), которым подвергаются габброиды со стороны гранитов. Вместе с тем и в этой группе интрузий имеются массивы (Канатикский, Демер-Тайгинский), которые хотя и приближены к гранитоидным plutонам, но проявляются обособленно от них, обладая полной автономией формы, внутреннего строения и состава. На примере этих массивов устанавливаются первичные особенности габбро-норит-диоритовых интрузий, причем эти особенности не связаны с метаморфизирующим воздействием на базиты более поздних гранитов.

Габбро-норит-диоритовые массивы, как и сиенит-габбровые и пироксенит-габбровые, относятся к титанистым дифференцированным базитовым интрузиям. Однако степень и направление дифференциации в них существенно иные; несколько иначе выглядит и свойственная им породная ассоциация. Для интрузий этого типа характерна явно меньшая степень дифференциации. Расслоенные массивы известны и здесь (Канатикский и Демер-Тайгинский интрузив), но они сравнительно редки и, обладая резко выраженными директивными структурами, подчеркнутыми чащеобразное внутреннее строение, имеют в общем габбро-норит-диоритовый состав. Расслоенность определяется обособлением согласных с внутренней структурой массивов горизонтов и линз различных по меланократовости и основности габбро. Типичное ритмически-расслоенное строение в массивах этого типа не обнаруживается. В подавляющем большинстве случаев это дифференцированные от габбро и габбро-норитов до диоритов интрузивы, в сложении которых обязательно участвуют габбро-нориты и биотитсодержащие двупироксеновые диориты; среди последних часто встречаются кварцевые разновидности. Ультраосновные породы очень редки и представлены исключительно пироксенитами (Демер-Тайга), среди которых, как и в других типах расслоенных массивов титанистых габбро, устанавливаются богатые апатитом клинопироксениты.

В целом для этой ассоциации присущи небольшая роль оливиновых пород и, напротив, широкое распространение относительно кислых дифференциатов, содержащих ортопироксен, биотит, кварц и иногда калишпат. Соответственно средний химический состав всей ассоциации отклоняется в сторону относительно более кислых пород. Он очень близок к составу стандартного типа норитов, по Р. Дэли, отличаясь несколько более высокой щелочностью и титанистостью (см. табл. 28). Сравнительно с сиенит-габбровыми и пироксенит-габбровыми массивами породы габбро-норит-диоритовой ассоциации отличаются прежде всего более высоким содержанием кремнезема и большей железистостью (рис. 63, а). При сравнении одинаковых по кремнеземистости пород габбро-норит-диоритовая ассоциация оказывается в общем менее щелочной, чем сиенит-габбровая (рис. 63, б, в), отвечая нормальным щелочноземельным сериям пород.

В отличие от сиенит-габбровых и пироксенит-габбровых массивов, где наряду со слабо обозначенной диоритовой четко выражена ано-

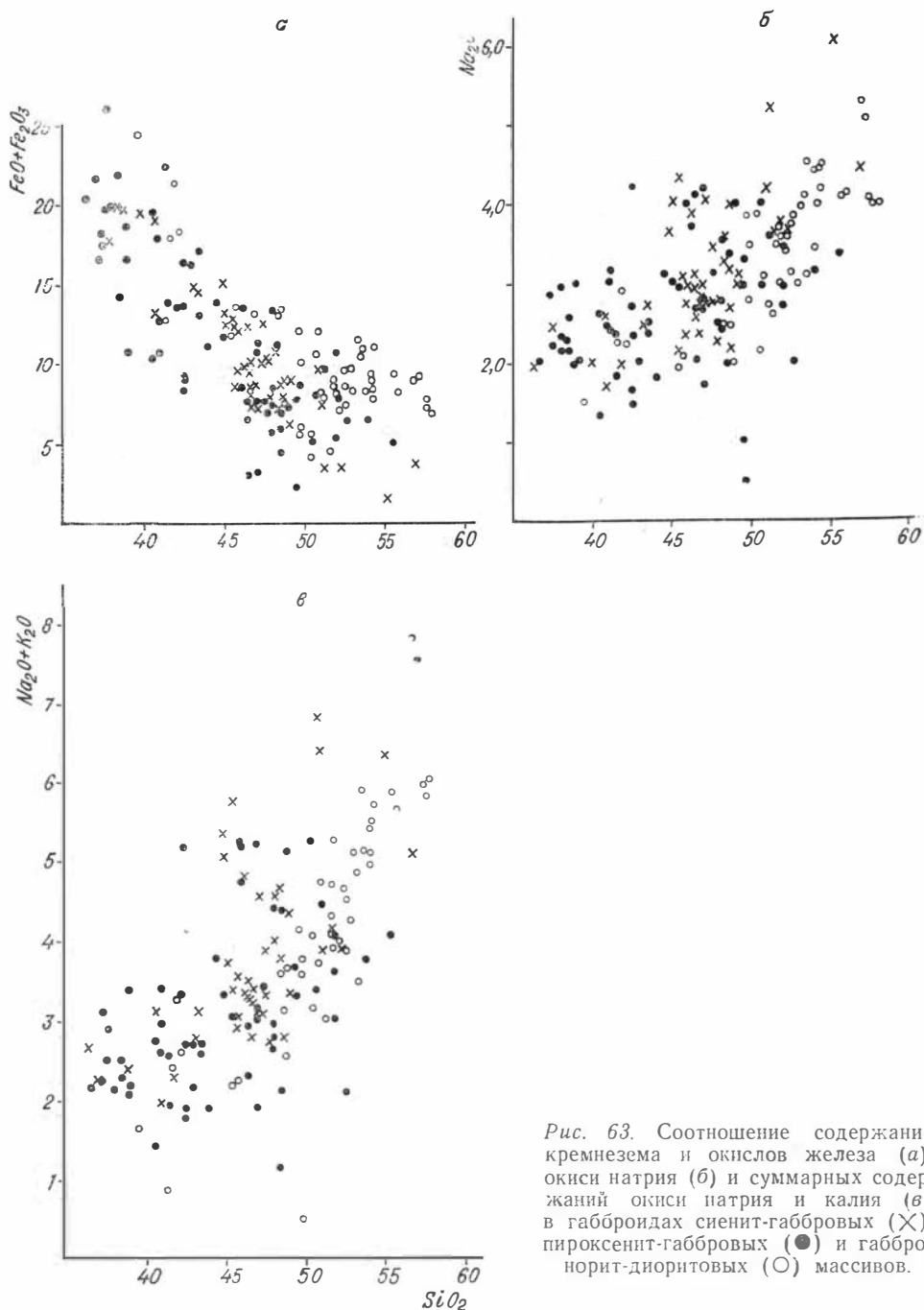


Рис. 63. Соотношение содержания кремнезема и окислов железа (а), окиси натрия (б) и суммарных содержаний окиси натрия и калия (в) в габброидах сиенит-габбровых (X), пироксенит-габбровых (●) и габбро-норит-диоритовых (○) массивов.

тозитовая ветвь, в габбро-норит-диоритовых резко превалирует диоритовая линия дифференциации. По-другому выражены и корреляционные зависимости между породообразующими минералами и окислами, а также другие тенденции, связанные с особенностями состава исходных магм и направлением их дифференциации. Для Канатикского массива характерна устойчивая положительная корреляция ортопироксена с кремнеземом и щелочами и отрицательная — с оливином и основностью плагиоклаза. Эта зависимость находится в соответствии с более кислым составом базитовой магмы, родоначальной для габбро-норит-диоритовых

ассоциаций, по сравнению с магмами, образовавшими сиенит-габбровые и пироксенит-габбровые массивы, для которых породы норитового ряда не типичны.

В Канатикском, Демер-Тайгинском и Валинском массивах, принадлежащих к габбро-норит-диоритовой группе интрузий, видна четкая линейная корреляционная зависимость главных породообразующих минералов с кремнеземом, что отвечает вышеотмеченной преимущественно диоритовой линии дифференциации в них. В этом состоит кардинальное их отличие от сиенит-габбровых (Кизирский) и пироксенит-габбровых (Осередок) массивов, в которых те же компоненты лучше коррелируются с основностью плагиоклаза, зависимость же их от кремнезема весьма неопределенна и зачастую противоречива, что, собственно, и должно быть для глубоко дифференцированных ритмически-расслоенных массивов с различными направлениями дифференциации (диоритовым и анортозитовым).

Имеются и другие особенности габбро-норит-диоритовых массивов. В частности, устанавливается очевидное нарушение в них положительных корреляционных связей апатита с рудными минералами. Апатит в Канатикском массиве, например, ведет себя как обычный акцессорный минерал, не имеющий каких-либо преимущественных закономерных зависимостей (см. табл. 28). В том же массиве явно не выдерживается свойственный сиенит-габбровой и пироксенит-габбровой ассоциациям «феннеровский» тип дифференциации. В нем четко видна положительная корреляция титаномагнетита и ильменита с клинопироксеном и отрицательная — с плагиоклазом. Однако здесь же устанавливается не обратная, как это характерно для Кизирского и Осередокского массивов, а прямая связь рудных компонентов с основностью плагиоклаза. Таким образом, рудные компоненты в данном случае концентрируются не в остаточных относительно низкотемпературных расплавах, отвечающих по составу обогащенными клинопироксеном габбро с относительно низкой основностью плагиоклаза, а в более основных и меланократовых породах, имеющих высокую основность плагиоклаза и высокое содержание не только клинопироксена, но и оливина (это, вероятно, ранние, кумулятивные образования).

Проведенное сопоставление свидетельствует о кардинальных отличиях габбро-норит-диоритовой ассоциации от сиенит-габбровой и пироксенит-габбровой и о необходимости ее выделения в особый тип дифференцированных габброидов. Этот тип ассоциации может быть сопоставлен с широко распространенными в орогенических областях так называемыми биотит-диоритовыми сериями, в состав которых входят габбро-нориты, биотитсодержащие пироксеновые и двупироксеновые диориты. По заключению выделившего такие серии Т. Барта (1956), они образуют за счет обогащенных кремнеземом, водой и глиноземом габбро-норитовых магм, близких по составу к толеитовым. Габбро-норит-диоритовые интрузии описываются в ассоциации с крупными гранитоидными плутонами в качестве их предшественников, во многих районах мира (Merriam, 1946; Larsen, 1948; Hutchison, 1964; Joplin, 1959; Knopf, 1957; Compton, 1955; Taubenek, 1957). Они обычны в аналогичной ситуации и в каледонидах Алтае-Саянской области (Поляков, 1971).

Совмещение габбро-норит-диоритовых ассоциаций с последующими крупными гранитоидными плутонами представляется не случайным. Очевидно, в местах широкого развития гранитоидного магматизма и, следовательно, обильного проявления гранитов предшествующие им базитовые интрузии были обогащены кремнеземом, отвечая по составу дифференциатам габбро-норитовых магм. Причины этому могут быть различные: особенности состава стимулирующих магмообразование интрателлурических растворов (которые в районах последующего широкого развития гранитного магматизма могли и на ранних этапах отли-

чаться высоким содержанием кремнезема), уровни рождения соответствующих магм, процессы контаминации и т. д. Обсуждать указанные причины в настоящей работе нет надобности, тем более что для этого еще недостает материала. Сейчас очень важно обратить внимание на выявленные зависимости и проверить их с привлечением большего числа фактов.

Заключая сравнительную характеристику исследованных дифференцированных габброидов восточно-сиаянских каледонид, следует подчеркнуть, что наряду с ранее охарактеризованной (Волохов, Иванов, 1964) на примере нижнедербинского комплекса габбро-пироксенит-перидотитовой ассоциацией здесь могут быть выделены еще, по крайней мере, два типа дифференцированных базитовых интрузий. К одному из них относятся сиенит-габбровые и пироксенит-габбровые массивы, отвечающие по составу производным оливин-базальтовых магм, к другому — габбро-норит-диоритовые и норит-диоритовые интрузии, обладающие более кислым отчетливо щелочноземельным составом и более близкие к производным толеитовых магм. Те и другие отмечены повышенной титанистостью, однако обладают разными тенденциями в накоплении и проявлении рудных компонентов, что, вероятно, должно учитываться при оценке их рудной продуктивности.

## ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы.— Зап. ВМО, ч. 97, 1968, вып. 4, с. 394—405.
- Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1968, 170 с.
- Балдингтон А. Ф. Окисные Fe и Fe—Ti минералы и концентрации в докембрийских породах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси США.— В кн.: Физ.-хим. пробл. формир. горн. пород и руд, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 234—264.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956, 414 с.
- Богатиков О. А., Лебедев А. П. О роли летучих компонентов в формировании апатит-содержащих титаномagnetитовых руд Кизирского габбро-сненитового плутона (Восточный Саян).— «Докл. АН СССР», 1964, 154, № 1, с. 125—127.
- Волобуев М. И., Зыков С. И. и др. Интерпретация значений абсолютного возраста породообразующих и аксессуарных минералов Енисейского кряжа и Восточного Саяна.— В кн.: Новые данные по геол. юга Красноярск. края, Красноярск, 1964, с. 272—294.
- Волохов И. М., Иванов В. М. Нижнедербинский габбро-пироксенит-перидотитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 5, с. 52—68.
- Довгаль В. Н. Узасский габбро-сненитовый интрузив в юго-восточной части Кузнецкого Алатау и некоторые его аналоги.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 3, с. 75—88.
- Зубкус Б. П. Перидотит-пироксенит-габбровая формация Восточного Саяна.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 62—65.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, 267 с.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В кн.: Земная кора, М., ИЛ, 1957, с. 505—519.
- Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М., «Наука», 1970, 258 с.
- Кривенко А. П., Орлов Д. М. Пироксены габбро-сненитовой формации Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Пробл. петрологии ультраосн. и осн. пород, М., «Наука», 1972, с. 269—292.
- Кривенко А. П. Сненит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск, «Наука», 1973, 107 с.
- Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И. и др. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971, 352 с.
- Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сненитового плутона (Восточный Саян). М., Изд-во АН СССР, 1963, 152 с.
- Лебедев А. П., Богатиков О. А. Fe—Ti окисные минералы Кизирского габбро-сненитового плутона (Восточная Сибирь) и условия их образования.— В кн.: Особенности формир. базитов в связанной с ними минерализации, М., «Наука», 1965, с. 183—198.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Мпюсинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Гостеолтехиздат, 1963, 216 с.
- Осборн Э. Ф. Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовых магм.— Новости зарубежной геологии, 1966, вып. 37 (1), 60 с.
- Полжанов А. А. Гравитационное, гравитационно-кинетическое и кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магм.— Материалы лаб. геол. докембрия, 1954, вып. 2.
- Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железуоруденение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971, 296 с.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С. Раннепалеозойские базитовые интрузии каледонид Восточного Саяна.— В кн.: Пробл. петрологии ультраосновн. и осн. пород, М., «Наука», 1972, с. 85—115.

- Поляков Г. В., Федосеев Г. С.** Интрузивные комплексы района Таят-Табратской группы железорудных месторождений.— В кн.: Магматич. компл. Алтае-Саян. склад. обл., Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 131—134.
- Поляков Г. В., Фирсов Л. В.** и др. Калий-аргоновый возраст раннепалеозойских гранитоидов Восточного Саяна по породам и биотиту.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 4, с. 935—937.
- Уэйджер Л. Р., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970, 551 с.
- Шелковников А. Д.** Дифференцированная габброидная интрузия бассейна верховьев р. Казыр в Восточном Саяне.— «Сов. геол.», 1958, № 3, с. 85—94.
- Шелковников А. Д.** Геологическое строение, петрографический состав, петрохимические особенности Крыжинского габбро-сиенитового массива.— В кн.: Материалы по геол. Красноярск. края, вып. 2, Красноярск, 1961, с. 115—134.
- Compton R. R.** Trondjemite batholith near Bidwell Bar, California.— "Bull. Geol. Soc. America", 1955, v. 66, p. 9—44.
- Hutchison C. S.** A gabbro-granodiorite association in Singapore Island.— "Quart. J. Geol. Soc. London", 1964, v. 120, № 478, part. 2, p. 283—296.
- Joplin G. A.** On the origin and occurrence of basic bodies associated with discordant batholiths.— "Geol. Mag.", 1959, v. 96, № 5, p. 361—373.
- Кнопф А.** The Boulder batholith of Montana.— "Amer. J. Sci.", 1957, v. 255, p. 81—103.
- Larsen E. S.** Batholith of Southern California.— "Mem. Geol. Soc. America", 1948, v. 29.
- Merriam R.** Igneous and metamorphic rocks of the south-western part of the Ramona quadrangle, San. Diego Country, California.— "Bull. Geol. Soc. America", 1946, v. 57, p. 223—260.
- Taubeneck W. H.** Geology of the Elkhorn mountains, north-eastern Oregon; Bald Mountain batholith.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1957, v. 68, p. 181—238.
- Yagi Kenzo.** Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1953, v. 64, № 7.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

|  |     |
|--|-----|
| Введение . . . . .   | 3   |
| Геологическое строение района исследований, закономерности размещения<br>и возраст дифференцированных габбровых интрузий . . . . . | 5   |
| Сиенит-габбровые интрузии . . . . .  | 10  |
| Кизирский массив . . . . .   | 10  |
| Геолого-петрографическая характеристика . . . . .  | 10  |
| Породообразующие минералы . . . . .  | 17  |
| Петрохимические особенности . . . . .  | 27  |
| Основные черты дифференцированности . . . . .  | 31  |
| Вопросы взаимоотношения сиенитов и габбро . . . . .  | 46  |
| Пироксенит-габбровые интрузии . . . . .  | 51  |
| Массив Осередок . . . . .  | 51  |
| Геолого-петрографическая характеристика . . . . .  | 51  |
| Породообразующие минералы . . . . .  | 59  |
| Петрохимические особенности . . . . .  | 64  |
| Основные черты дифференцированности . . . . .  | 70  |
| Падунский массив . . . . .   | 89  |
| Габбро-норит-диоритовые интрузии . . . . .   | 92  |
| Канатикский массив . . . . .   | 92  |
| Геолого-петрографическая характеристика . . . . .  | 92  |
| Общие особенности минерального и химического состава пород<br>массива, основные черты дифференцированности . . . . .               | 104 |
| Демер-Тайгинский массив . . . . .  | 111 |
| Базыбайский массив . . . . .   | 115 |
| Другие проявления интрузий габбро-норит-диоритового типа . . . . .   | 117 |
| Сравнительная характеристика и вопросы типизации дифференцированных<br>габбровых интрузий . . . . .                                | 123 |
| Литература . . . . .   | 129 |



*Глеб Владимирович Поляков, Александр Петрович Кривенко,  
Дмитрий Михайлович Орлов, Гелий Сергеевич Федосеев, Павел Антипович Балыкин*

**ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ГАББРОВЫЕ ИНТРУЗИИ  
КАЛЕДОНИД ВОСТОЧНОГО САЯНА**

Ответственный редактор  
*Юрий Алексеевич Кузнецов*

Редактор *А. И. Лаврентьева*  
Художественный редактор *В. И. Шумаков*  
Художник *С. М. Кудрявцев*  
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*  
Корректоры *Л. А. Гуринович, Н. М. Быкова*

---

Сдано в набор 5 июня 1974 г. Подписано в печать 17 октября 1974 г. МН 05748. Формат 70×108<sup>1/16</sup>.  
Бумага типографская № 2. 8,25 печ. л., 11,6 усл. печ. л.+4 вкл., 12,1 уч.-изд. л.  
Тираж 800 экз. Заказ № 118. Цена 1 р. 22 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.