



ГАББРОИДНЫЕ
ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОЙ
МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-летия СОЮЗА ССР

АКАДЕМИЯ НАУК МНР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ
СИБИРИЙН САЛБАРЫН
ГЕОЛОГИЙН
БА ГЕОФИЗИЙН ХУРЭЭЛЭН

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ
ГЕОЛОГИЙН
ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY
AND GEOPHYSICS

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR
GEOLOGICAL
INSTITUTE

ӨРНЭД МОНГОЛЫН ГАББРЫН ФОРМАЦИУД

МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ХАМТАРСАН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

БУТЭЭЛ, ЦУВРАЛ 46

Хариуцлагатай эрхлэгч
геологи-минералогийн ухааны доктор В.А. Кут о л и н



НОВОСИБИРСК
« НАУКА »
СИБИРИЙН САЛВАР
1990

ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

ТРУДЫ, ВЫПУСК 46

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук В.А. К у т о л и н



НОВОСИБИРСК
« Н А У К А »
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

УДК 552.321.5+553.212

Авторы
А.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.П. Кривенко, В.И. Богнибов,
Л. Баярбилэг

Габброидные формации Западной Монголии // А.Э. Изох, Г.В. Поляков,
А.П. Кривенко и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. – 269 с.
ISBN 5-02-028827-6.

Работа представляет собой первое монографическое описание геологического положения, вещественного состава и рудной специализации докембрийских, палеозойских и раннемезозойских габброидных ассоциаций Западной Монголии. Обобщение полученных материалов позволило уточнить ряд тектонических концепций, касающихся истории геологического развития региона, рассмотреть вопросы эволюции и латеральной изменчивости базитового магмообразования.

Издание рассчитано на геологов, занимающихся изучением магматических формаций, их генезиса и эволюции.

Табл. 74. Ил. 93. Библиогр.: 161 назв.

Рецензенты
кандидаты геолого-минералогических наук Л.В. Агафонов, С.С. Долгушин

A. E. Izokh, G. V. Polyakov, A. P. Krivenko,
V. I. Bogniyov, L. Bayarbileg

The gabbro formations of Western Mongolia

Transactions, vol. 46

Responsible editor V. A. Kutolin

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Г $\frac{1804020300-860}{055(02)-90}$ 235-89, кн. 2

ISBN 5-02-028827-6

© Коллектив авторов, 1990

ПРЕДИСЛОВИЕ

На протяжении последних трех десятилетий в геологических исследованиях, проводившихся в Монголии, постоянно усиливалось внимание к магматическим и сопутствующим им рудным образованиям, проводилось углубленное их изучение с позиций формационного анализа, детальной характеристики вещественного состава и систематики, выяснения особенностей размещения и происхождения природных ассоциаций изверженных горных пород. Формационно-петрологические исследования различных классов магматических ассоциаций развивались вместе с тем не вполне равномерно. В подавляющем большинстве работ этого направления исследуются распространенные шире и традиционно изучавшиеся с большей степенью детальности гранитоидные и щелочно-салические формации. Магматические ассоциации ультрабазитового, и особенно базитового, классов исследовались несравненно слабее. Исключение составляют альпинотипные гипербазиты, по которым имеются многочисленные публикации, в том числе крупные монографические обобщения /Пинус и др., 1984; Леснов, 1986/.

Наиболее заметно отставали все это время исследования базитового ряда plutонических формаций, включающего разнообразные виды габброидных интрузий, которые распространены на территории Монголии достаточно широко, проявляясь в различных по возрасту и типу структурах, в очень разных геологических обстановках и сочетаниях. Сведения об этом классе plutонических ассоциаций еще сравнительно недавно были крайне фрагментарными, не позволяющими дать обобщающую их характеристику. Габброидные интрузии включались большей частью в офиолитовые комплексы и сложные гранитоидные ассоциации. Как петрогенетические самостоятельные образования они обычно не выделялись и поэтому исследовались попутно и весьма поверхностно.

Аналогичным образом развивались исследования plutонических формаций и в сопредельных с Монголией складчатых областях Южной Сибири. Обобщающие работы по группе габброидных формаций появились здесь лишь в последние два десятилетия, несмотря на длительную историю и широкое развитие формационных исследований магматических образований в Сибири. В то же время габброидные формации, известные на территории Монголии и в складчатых областях юга Сибири, характеризуются большим разнообразием состава, возраста, форм и условий их проявления, а также комплекса связанных с ними полезных ископаемых. Естественно, углубленное их изучение имеет важное значение для правильного понимания истории геологического развития и магматизма Монголии, для региональных металлогенических прогнозов и обобщений, включая задачи непрерывно расширяющейся геологической съемки.

Все это побудило авторов книги (сотрудники Института геологии и геофизики СО АН СССР и Геологического института АН МНР) начать в 1980 г. по линии Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР при активной поддержке и содействии руководства экспедиции систематические целенаправленные исследования габброидных формаций Монголии. Позднее, при изучении габброидных комплексов Орхон-Селенгинского про-

гиба, в ней принял участие старший научный сотрудник ИГиГ СО АН СССР В.П. Пругов.

Проведенные исследования ограничены районами Западной Монголии. Конкретно к числу изученных регионов относятся прихубсугульская часть Тувино-Монгольского массива, Ханхухэйская, Дагандельская, Дзабханская и Озерная структурные зоны, Хангайский массив, Южно-Монгольская область герцинид, Орхон-Селенгинский прогиб. В более восточных районах пройдены лишь отдельные рекогносцировочные маршруты, показавшие, что и здесь развит в общем тот же набор габброидных формаций, который дополняется в областях поздней активизации еще и мезозойскими комплексами. В Монгольском Алтае габброидные интрузии распространены более ограниченно и изучены выборочно в отдельных районах (Саган-Шибетинский глубинный разлом, Кобдинский район).

В книге подробно рассмотрены палеозойские плутонические комплексы, характеризующиеся большей распространенностью и лучшей сохранныостью по сравнению с глубокометаморфизованными докембрийскими интрузиями. В составе последних детально изучены габброанортозитовые плутоны формации автономных анортозитов, индикаторные для раннедокембрийских выступов и несущие интересное в практическом отношении титаномагнетитовое оруденение.

Среди раннепалеозойских формаций, наряду с габброидами офиолитовых серий, большое внимание уделено впервые установленным на территории Монголии различным типам расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов, не связанных с офиолитовыми сериями. К ним относятся распространенные весьма широко в докембрийских и раннепалеозойских структурах Северного мегаблока Западной Монголии перидотит-пироксенит-габброноритовые массивы, сопровождающиеся сульфидной медно-никелевой минерализацией, а также встречающиеся только в северных районах, на территории близкого к Сибирской платформе Тувино-Монгольского блока, габброидные интрузии повышенной титанистости, которые сопоставляются с титаноносными габброидными комплексами Алтае-Саянской области и Юго-Западного Забайкалья.

Позднепалеозойские габброидные комплексы исследованы на примере наиболее крупных ареалов их проявления в Южно-Монгольской зоне герцинид и в структурах средне-позднепалеозойской активизации каледонид и байкалид Северного мегаблока. Полученные новые данные свидетельствуют о широкой распространенности и большом разнообразии состава, форм проявления и рудоносности этой группы интрузий.

При изучении, описании и сопоставлении разнотипных габброидных формаций большое внимание уделено вещественному их составу, минералого-петрографическим и петрохимическим особенностям слагающих разные типы ассоциаций группам пород на основе разработанной в этих целях специализированной методики. Метод базируется на анализе дискретности магматических ассоциаций, их систематике и характеристике по составу обособляющихся квазиоднородных групп пород. Типы формаций выделяются по парагенезам этих групп, дальнейшая их характеристика и детальные сопоставления строятся на петрографо-минералогических и петрохимических особенностях главных и второстепенных групп пород. Значительная роль при этом отводится петрохимическим характеристикам, как наиболее универсальным и объективным, позволяющим использовать не только качественные, но и количественные оценки состава сложных магматических ассоциаций. Сущность и описание этих приемов рассмотрены в ряде ранее опубликованных работ /Кузнецов и др., 1976; Белоусов, 1976; Поляков, Кривенко, 1985/.

Представленное монографическое обобщение по габброидным формациям является первым для Монголии. Оно базируется преимущественно на материале авторов по западным районам, однако приведенные в книге данные и следующие :

из них выводы могут распространяться и на другие регионы, где выявляются аналогичные типы габброидных ассоциаций с весьма сходными вещественными характеристиками. В настоящем обобщении не затрагиваются мезозойские базитовые комплексы, распространенные главным образом в восточных районах МНР.

В ходе работы авторам постоянно оказывалась большая помощь со стороны руководителей Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции Н.С. Зайцева, академика АН МНР Б. Лувсанданзана, академика АН СССР А.Л. Яншина. При проведении полевых исследований и обобщении геологических материалов они активно сотрудничали со специалистами многих других научных и производственных организаций, занятых геологическим изучением Монголии: ИГиГ СО АН СССР (В.И. Сотников, А.А. Оболенский, А.П. Берзина, Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов, В.В. Кепежинскас, К.Б. Кепежинскас); ГИН АН МНР (О. Тормуртоого, Б. Тумэнбаяр); ИГЕМ АН СССР (В.И. Коваленко, М.К. Суханов, В.В. Ярмолук, Р.М. Яшина); ГИН АН СССР (Е.В. Хаин, А.А. Савельев); ИГД АН СССР (Ф.П. Митрофанов, И.К. Козаков); Зарубежгеологии (А.В. Кравцов, А.Б. Цукерник, Т.П. Хюппенен, В.А. Самозванцев, А.А. Раузер, В.И. Голяков, Г. Добров, К.А. Мосеонз); ИМГРЭ (С.П. Гаврилова); ГИН БФ СО АН СССР (И.В. Гордиенко) и др.

В оформлении рукописи и подготовке ее к печати большую помощь оказали Т.Е. Петрова, П.И. Шамшурина, М.Ф. Нахаева, Н.Г. Волохова, М.Ф. Азява.

Всем перечисленным лицам авторы приносят искреннюю благодарность.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

Ан - анортит	а - общая щелочность
Ди - диопсид	b (b') - общая меланократовость
Кв - кварц	f - $\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ для минералов
Лц - лейцит	F - то же, для пород
Мгн - магнетит	КД - коэффициент распределения компонентов
Мп - клинопироксен	n - число анализов
Не - нефелин	Wo - волластонитовый минал
Ол - оливин	En - энстатитовый минал
Пл - плагиоклаз	Fs - ферросилитовый минал
Рп - ортопироксен	
Фо - форстерит	
Шп - шпинель	

ВВЕДЕНИЕ

ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Обширная территория Западной Монголии относится к категории длительно и сложно развивавшихся складчато-глыбовых сооружений. На всех тектонических схемах она разделяется на два различных по возрасту и особенностям геологического строения мегаблока: Северный и Южный /Геология..., 1973; Тектоника..., 1974; Дергунов и др., 1980/.

Северный мегаблок представляет собой южную часть байкало-каледонского складчатого обрамления Сибирской платформы. Он включает поздние каледониды Монгольского Алтая, Озерную, Баянхонгорскую, Дагандельскую, Ханху-хэйскую и Дзабханскую зоны байкальской и раннекаледонской (салаирской) складчатости, Тувино-Монгольский и Хангайский массивы, состоящие из разоб-щенных выступов докембрийских метаморфических комплексов (Дэлгэр-Мурэн-ского, Урикгольского, Северо- и Южно-Сонгинского, Тарбагатайского, Байдарикского) и разделяющих эти выступы промежуточных зон раннепалеозойского возраста (Хубсугульской, Джидинской, Идэрской и др.):

Выходы докембрийских метаморфических комплексов фундамента представ-лены весьма ограниченно и фрагментарно (рис. 1). Дэлгэр-Мурэнский и Урик-гольский выступы пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфи-болитовой фаций, являются южным продолжением докембрийских структур Юго-Восточной Тувы и Хамардабана. Расположенные по периферии Хангайского мас-сива Сонгинские, Тарбагатайский и Байдарикский выступы сложены метаморфи-ческими сланцами, амфиболитами и гранитогнейсами, которые относятся к ран-недокембрийским метаморфическим комплексам: идэрскому - в Тарбагатайском и бумбугэрскому - в Байдарикском выступах /Митрофанов и др., 1981/. Исто-рия геологического развития и магматизм этих структур реконструируются не-полно и весьма схематично. Среди plutonic формаций базитового ряда вы-деляются раннедокембрийские габброанортозитовые и более поздние габбро- и ортоамфиболитовые, с которыми иногда ассоциируют метаморфизованные ультра-мафит-мафитовые plutonic комплексы. Не исключается принадлежность по-следних ассоциаций к позднедокембрийским (рифейским) офиолитовым поясам.

Наиболее широко и полно представлены в Северном мегаблоке структуры ранних палеозойских (поздних и ранних каледонид). Поздние каледониды Монголь-ского Алтая стоят в этом ряду обособленно. Они сложены преимущественно флишоподобными песчано-сланцевыми отложениями и plutonic гранитоидны-ми формациями, а также развитыми локально андезит-риолитовыми вулканичес-кими ассоциациями. Основные, ультрамафит-мафитовые, комплексы распростра-нены в них ограниченно и исследовались лишь в северо-восточной области со-пряжения этих структур с Озерной зоной салаирид (хр. Цаган-Шибету и район Кобдо). Поэтому далее территория Монгольского Алтая не рассматривается.

Салаирские (раннекаледонские) структуры составляют основу Северного мегаблока (см. рис. 1). В их эволюции прослеживаются все стадии развития подвижных областей, которые могут быть выделены с позиций как геосинкли-

нальных, так и плейттектонических построений. Самой ранней является собственно геосинклинальная (инициальная), или океаническая, стадия ($V - \epsilon_1$), сменяющаяся орогенным, иначе переходным и континентальным, этапами ($\epsilon_2 - D$) развития раннепалеозойских структур. В посторогенную стадию, или на этапах активизации континентальных структур (PZ_{2-3}), в условиях консолидированной к этому времени складчатой области формировались наложенные впадины и грабены со свойственным им вулканоплутоническим магматизмом, в том числе малые интрузии основного состава.

Среди раннекаледонских структур выделяются линейные вулканические зоны (Озерная и Баянхонгорская), которые сложены раннепалеозойскими вулканическими комплексами базальт-андезитового ряда, карбонатно-кремнистыми и граувакковыми вулканокластическими отложениями. Здесь распространены ультраосновные и основные интрузии офиолитовых комплексов (рис. 1). Гранитоидные формации представлены раннепалеозойской тоналит-гранодиоритовой плутонической ассоциацией (тохтогеншильский комплекс), которой предшествуют ранее включавшиеся в ее состав как производные первой фазы дифференцированные габброидные интрузии. Нами установлено, что эти интрузии представлены автономными в петрогенетическом отношении расслоенными ультрамафит-мафитовыми массивами перидотит-пироксенит-габброноритового состава. В последнее время здесь выделен ордовикский диорит-гранодиорит-гранитный комплекс, которому предшествуют габбромонодиоритовые интрузии.

К другому типу структур, формировавшихся, судя по всему, на дорифейской сиалической коре континентального типа, относятся разделяющие докембрийские выступы Восточно-Тувинского и Хангайского блоков промежуточные зоны (Идэрская, Дзабханская, Джидинская), выполненные карбонатно-терригенными отложениями и вулканическими комплексами андезит-риолитового состава. Выделяются также структуры типа интрагеоантиклинальных и краевых поднятий, сложенные преимущественно песчано-сланцевыми толщами. В пределах этой группы структур в узких локальных приразломных зонах находятся офиолитовые ассоциации, в более широких масштабах распространены раннепалеозойские гранитоиды, близкие по составу к тоналит-гранодиоритовым и гранодиорит-гранитным ассоциациям (тэлминский комплекс). Гранитоидам, как и в Озерной зоне, предшествуют расслоенные перидотит-пироксенит-габброноритовые массивы. В Прихубсугулье на площади Тувино-Монгольского блока развиты титаносные габброидные интрузии повышенной щелочности. В центральной и южной частях Северного блока (район сомона Бэгэр и к востоку от оз. Хара-Нур), среди габброидов, предшествующих раннепалеозойским гранитам, встречаются габбромонодиоритовые интрузии. В целом раннепалеозойские дифференцированные ультрамафит-мафитовые и мафитовые интрузии Хангайского и Тувино-Монгольского (Прихубсугульского) регионов находятся как в докембрийских выступах, так и в пределах промежуточных зон, но наиболее часто — в местах сопряжения этих структур. Как и в Озерной зоне, они обладали относительно большими размерами и частыми явлениями первичномагматической расслоенности, что восстанавливается по фрагментам таких тел в полях более поздних гранитов.

Южный блок представлен герцинскими (средне-, позднепалеозойскими) линейно вытянутыми складчатыми поясами, протягивающимися в субширотном направлении через всю Монголию. Последовательно с севера на юг в его составе выделяются три зоны: Южно-Монгольская, Тотошан-Уланульская и Внутренне-Монгольская. Средне-, верхнепалеозойские габброидные комплексы исследовались нами преимущественно на территории Южно-Монгольской зоны и в структурах среднепозднепалеозойской активизации Северного мегаблока (рис. 2).

В строении Южно-Монгольской зоны главную роль играют среднепалеозойские эвгеосинклинальные комплексы зеленокаменных вулканитов андезитобазаль-

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17

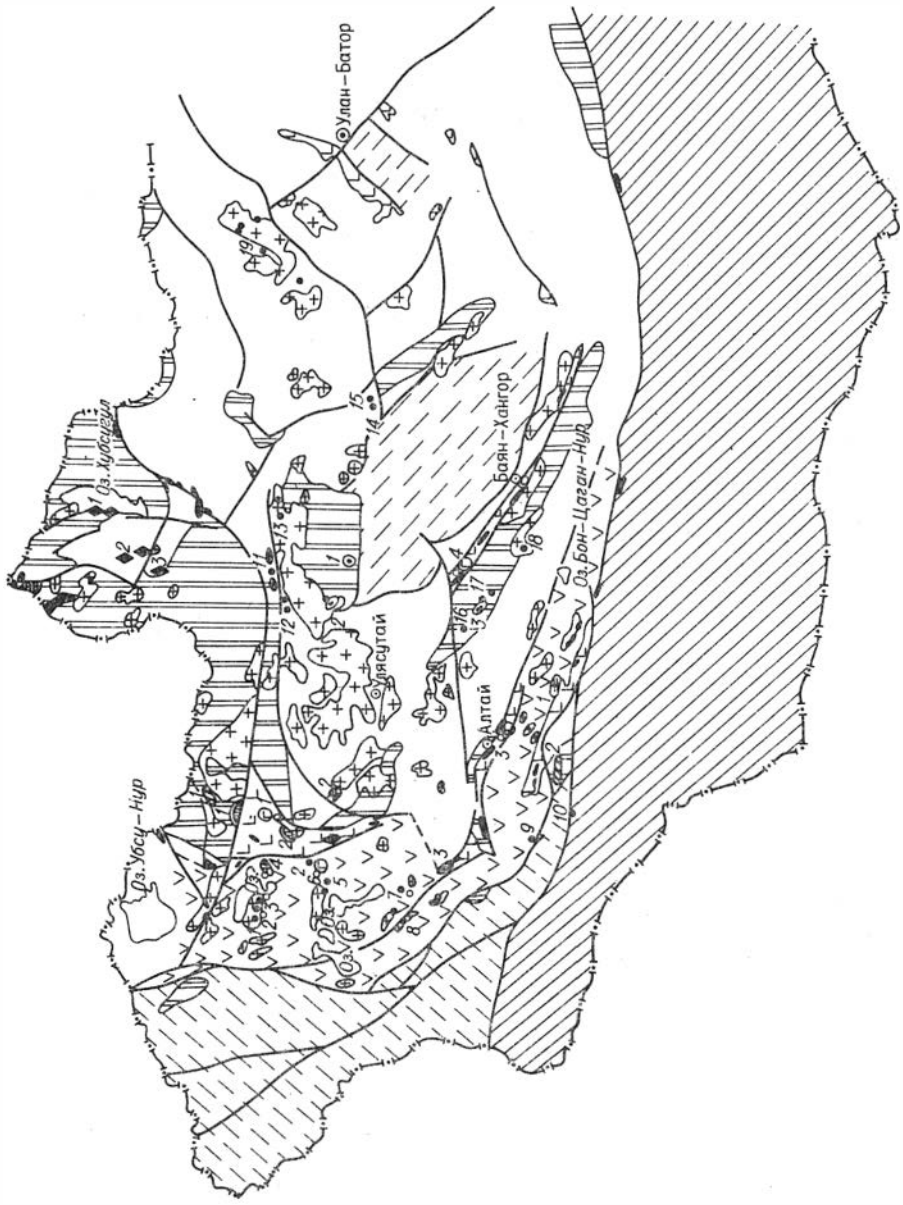


Рис. 1. Схема размещения докембрийских и раннепалеозойских габброидных формаций в структурах Западной Монголии.

1-6 - структурно-формационные комплексы: 1 - доверхнерифейские, 2-4 - раннекаледонские (2 - включающие офиолитовую и 3 - риолит-андезит-базальтовую ассоциации, Озерная зона, 4 - существенно карбонатные в пределах срединного массива), 5 - позднекаледонские Монгольского Алтая, 6 - герцини-ские (а - Южно-Монгольской системы, б - в пределах наложенных прогибов); 7, 8 - докембрийские габброидные формации: 7 - габбро-анортозитовая (1 - Мустулинский, 2 - Ходжулингольский, 3 - Олонхудукский массивы), 8 - габброамфиболитовая (1 - хр. Хан-Хухэй, 2 - гашуннурский комплекс); 9 - раннепалеозойские альпинотипные гипербазиты; 10-15 - раннепалеозойские габброидные формации: 10 - дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая (1 - Джаргалантуйский; 2 - Онцаулинский, 3 - Даривский массивы), 11 - вебстерит-анортозит-габброноритовая (1 - Лэдхухэйский, 2 - Шиветуинулинский, 3 - Наранский, 4 - Баянхонгорский массивы), 12 - габбро-диорит-диабазовая, 13 - перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовая (1 - Замынский, 2 - Центральный, 3 - Уланулинский, 4 - Харачулинский, 5 - Сархайрханский, 6 - Дзабханский, 7 - Баянцаганский, 8 - Хайрханский, 9 - Тугурикский, 10 - Сухангийн-хараулинский, 11 - Сангийндалайнурский, 12 - Харганаингольский, 13 - Харатологойский, 14 - Дуланулинский, 15 - Орцогоулинский, 16 - Баянбулакский, 17 - Олонхудукский, 18 - Бумбэгэрский, 19 - Номгонский), 14 - клинопироксенит-габбровая (1 - Хошимгольский, 2 - Хургиннурский, 3 - Додтамгольский массивы), 15 - габбромонцодиоритовая (1 - Бэгэрский, 2 - Харанурский); 16 - гранитоиды тохтогеншильского (тэлминского) комплекса; 17 - тектонические нарушения.

тового ряда, кремнистых сланцев и граувакк. В связи с базальтоидными комплексами находятся основные и ультраосновные интрузии офиолитовых серий. На раннегеосинклинальное складчатое основание накладывались орогенные структуры, сопровождающиеся наземными вулканитами и гранитоидными интрузиями.

На основании плейттектонических построений Южно-Монгольская зона трактуется как островодужно-океаническая система с океаническими и переходными структурно-формационными комплексами. Считается, что зеленокаменные базальтоидные и кремнисто-сланцевые комплексы (с гипербазитами и плутоническими мафитами) океанической стадии свойственны ранним (среднепалеозойским) этапам развития этих структур /Гордиенко, 1987/. Структурно-формационные комплексы переходной и континентальной стадий формировались позднее - в позднем девоне и карбоне. Они представлены терригенно-вулканогенными, карбонатно-терригенными и кремнисто-карбонатными отложениями и базальт-андезит-риолитовыми (трахириолитовыми) вулканическими ассоциациями, с которыми сопряжены гранитоиды, нередко повышенной щелочности граносиенит-гранитного ряда /Коваленко и др., 1984/.

Гранитам предшествуют малые интрузии пикритоидного, пикрит-диабазового, пикрит-габбродолеритового, габбродиабазового и габбромонцодиоритового состава. В отличие от раннепалеозойских также предгранитных ультрамафит-мафитовых массивов эти интрузии характеризуются меньшими размерами и, соответственно, меньшей степенью дифференцированности, первичномагматическая расслоенность для них не характерна. Габброидные ассоциации такого рода проявлены не только в пределах Южно-Монгольской зоны герцинид, но и в структурах средне-, позднепалеозойской активизации каледонид Северного мегаблока. К таким структурам относятся сопряженная с Южно-Монгольским поясом герцинид Тайширинская зона (оз. Ба-Цаган - хр. Тайшири-Ула) и зона хр. Цаган-Шибету (район оз. Урэг-Нур), расположенная на крайнем северо-западе Монголии.

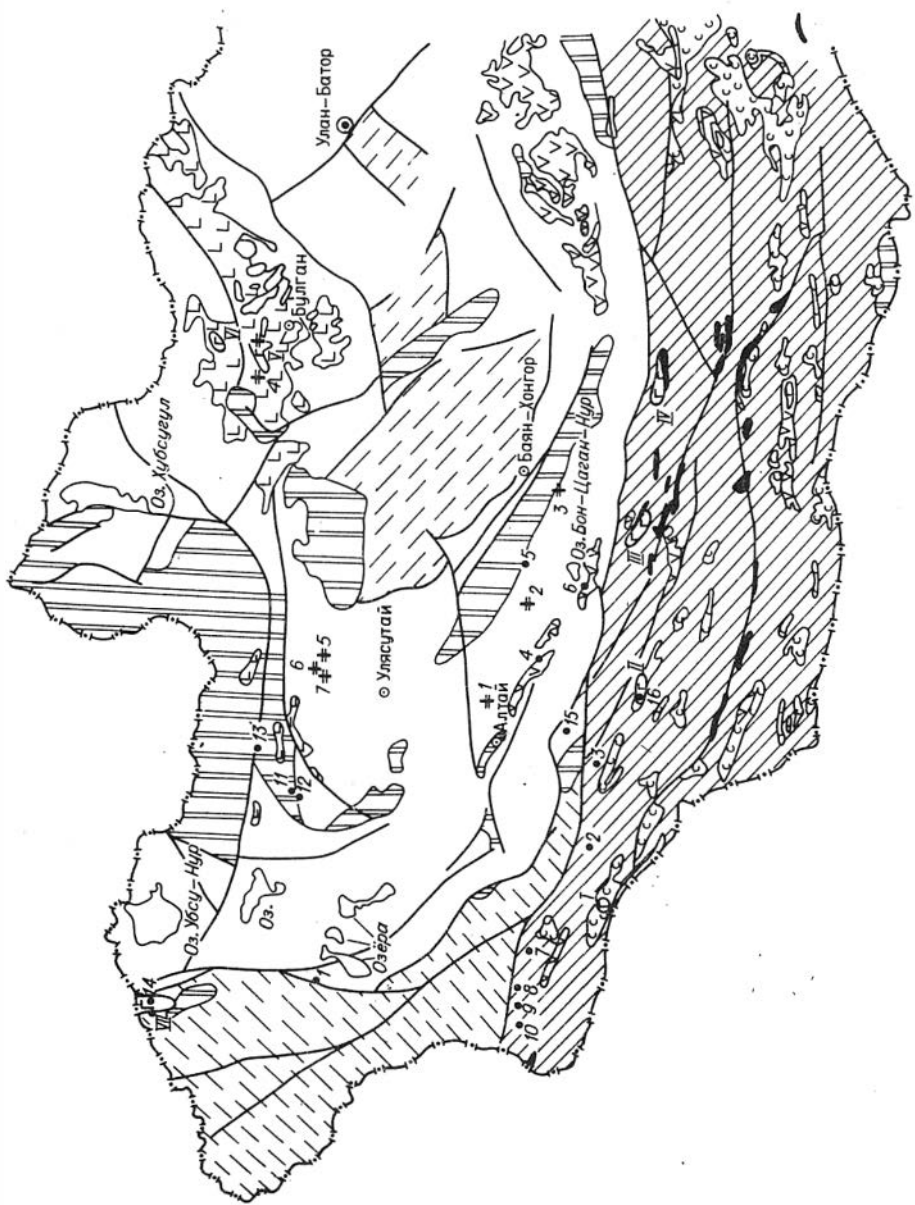
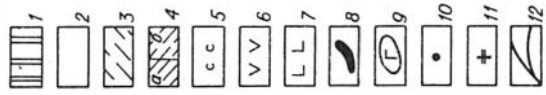


Рис. 2. Схема размещения среднепалеозойских и позднепалеозойско-ранне-мезозойских габброидных формаций в структурах Западной Монголии.

1-4 - структурно-формационные комплексы: 1 - доверхнерифейские, 2 - раннекаледонские, 3 - позднекаледонские, 4 - герцинские (а - Южно-Монгольской системы, б - в пределах наложенных прогибов); 5-7 - вулканические ассоциации: 5 - карбоновые, 6 - карбон-пермские, 7 - верхнепермские; 8 - альпинотипные гипербазиты; 9-11 - габброидные формации: 9 - габбродиабазовые ареалы (I - Хайрханский, II - Эдрийин-Нуру, III - Шарагуй-Нур, IV - Арц-Богд, V - Орхон-Селенгинский, VI - Нурай-Ула, VII - Урэг-Нур), 10 - пикродолеритовая и пикритовая (1 - Морьт-Ула, 2 - Шара-Ундур, 3 - Цэл, 4 - Ундур-Хурэн-Ула, 5 - Байдарикский, 6 - Бон-Шаган-Нур, 7 - Алтан-Гасани-Ула, 8 - Харулын-Обо, 9 - Бадмин-Хара-Тологой, 10 - Баирта-Даба, 11, 12 - Сонгино-Хайрхан-Ула, 13 - Сюут-Тологой, 14 - Урэгнурские, 15 - Хухутийн-Холой, 16 - Эдрэнгийн-Нуру); 11 - габбромонцодиоритовые: 1-3 - герцинские (1 - Дзара-Ула, 2 - Дзагдай-Нур, 3 - Хара-Тэг), 4-7 - позднепалеозойские (4 - Нарийнтолбурийнгольский, 5 - Тэгшиянгольский, 6 - Мухур-Шургах, 7 - Лэд-Шургах); 12 - тектонические нарушения.

В зонах позднепалеозойско-мезозойской активизации байкалит и каледонид Северного мегаблока (Орхон-Селенгинский прогиб) устанавливаются малые базитовые интрузии повышенной щелочности: габбромонцодиоритовые, габбродиабазовые и эссексит-диабазовые пермско-триасового возраста.

Таким образом, возможна следующая группировка габброидных формаций Западной Монголии по их связям с основными тектоническими элементами и этапами геологического развития этой территории.

К особой, специфической, категории относятся древние (архейско-протерозойские) габброанортозитовые ассоциации выступов дорифейских метаморфических комплексов фундамента Северного мегаблока Монголии. По всей сумме признаков - это проявление формации автономных анортозитов.

На территории Западной Монголии широко и многократно проявились ультрамафитовые и мафитовые комплексы офиолитовых серий, формировавшихся на собственно геосинклинальной (инициальной), или океанической, стадии развития позднедокембрийских (рифейских?), каледонских и герцинских структур. Намечается три временных уровня проявления такого типа мафитов: докембрийский (рифейский?), венд-раннекембрийский и среднепалеозойский.

Третью группу образуют дифференцированные ультрамафит-мафитовые интрузии раннеорогенной, а в плейттектонических категориях - переходной и континентальной стадий развития каледонид и герцинид Западной Монголии. Как в том, так и в другом случае эти интрузии пространственно и во времени оторваны от офиолитовых комплексов. Они предшествуют массовому гранитоидному магматизму, обычно пространственно и структурно совмещающаяся с прорывающими их гранитоидными плутонами. В раннем палеозое - это относительно крупные, большей частью расчлененные и измененные гранитами, дифференцированные массивы перидотит-пироксенит-габброноритового, пироксенит-габбрового и реже - габбромонцодиоритового состава. В среднем - позднем палеозое они представлены малыми пикритоидными, пикродолерит-габбровыми, габбродиабазовыми и габбромонцодиоритовыми интрузиями.

К группе базитовых формаций структур позднепалеозойско-мезозойской активизации консолидированных подвижных зон (байкалит, каледонид и герцинид Северного и Южного мегаблоков) относятся малые интрузии и дайковые комплексы базитов повышенной щелочности: габбромонцодиоритовые, габбродиабазовые, эссексит-диабазовые и др.

В книге описаны различные типы габброидных формаций по временным уровням геологического развития территории Западной Монголии.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Докембрийские образования в Монголии распространены ограниченно. Они образуют разобренные блоки и останцы среди фанерозойских складчатых сооружений (см. рис. 1). По этой причине изучение докембрийского магматизма затруднительно и сведения о нем фрагментарны.

К докембрийским базитовым ассоциациям относятся массивы автономных анортозитов, которые, по имеющимся данным, являются наиболее древними магматическими породами основного состава в Монголии. Рифейскими считаются многочисленные интрузии и дайковые поля габбро-амфиболитов, расположенные среди метаморфических образований докембрийских выступов Монгольского Алтая, Дзабханской зоны и хр. Хан-Хухэй. В Бодончинском блоке докембрийского основания каледонских структур Монгольского Алтая И.К. Козаков /1986/ выявил фрагмент дифференцированного анортозит-пироксенит-габбрового массива, который прорывает метадиабазы гашунурского комплекса и сечется синметаморфическими кварцевыми диоритами и плагиогранитами рифейского возраста. Аналогичные по составу интрузии обнаружены среди метаморфических пород хр. Хан-Хухэй.

Габбро-анортозитовая формация

Первыми на интрузии габбро-анортозитового состава обратили внимание В.А. Амантов и Б. Лувсанданзан /Амантов и др., 1966/ при изучении Мустулинского массива в южной части Тарбагатайского докембрийского выступа в Хангайском нагорье. Породы массива сопоставлялись с докембрийскими габбро-анортозитовыми комплексами южного обрамления Сибирской платформы. Вместе с тем не исключалась возможность принадлежности габбро-анортозитов к первой фазе раннепалеозойского тохтогеншильского (тэлминского) габбро-плагиогранитного комплекса, поскольку считалось, что среди предгранитных габброидов этого комплекса встречаются и анортозиты. В дальнейшем в обобщающем работах анортозитовые массивы Монголии включались в первую фазу раннепалеозойского габбро-плагиогранитного комплекса /Геология..., 1973/. В результате индивидуальные особенности автономных анортозитов и их металлогеническая специализация оставались до недавнего времени не выясненными.

Авторами настоящей монографии исследованы Мустулинский и Ходжулин-гольский массивы, расположенные в Тарбагатайском докембрийском выступе, и, кроме того, изучен Олонхудукский анортозитовый массив, приуроченный к Байдарикскому докембрийскому выступу /Поляков и др., 1983/. Эти интрузивы объединены в один докембрийский габбро-анортозитовый комплекс, относящийся к классу автономных анортозитов. Они обладают специфическими особенностями геологического положения, строения, состава и рудной специализации, присущими типичным представителям анортозитовой формации, характерной для докембрийских образований щитов или фундамента складчатых областей и не извест-

ной среди фанерозойских образований /Анортозиты СССР, 1974; Магматические формации, 1980/.

Все три изученных массива габбро-анортозитовой формации приурочены к выходам раннедокембрийских метаморфических комплексов: идэрского – в Тарбагатайском и бумбугэрского – в Байдарикском выступах (см. рис. 1). Возраст анортозитов определяется как раннепротерозойский на основании определений их абсолютного возраста по цирконам, выполненных термоизохронным методом И.К. Козаковым, Ф.П. Митрофановым и Л.В. Суминым. Полученные цифры находятся в диапазоне 1800–3000 млн лет. Наиболее обоснованными являются датировки 2,5 млрд лет /Козаков, 1986/.

МУСТУЛИНСКИЙ МАССИВ

Мустулинский габбро-анортозитовый массив расположен на западном берегу оз. Чаган-Нур. Это фрагмент крупного плутона, сложенного крупнозернистыми анортозитами и прорванного верхнепалеозойскими гранитоидами /Федорова, 1977/. Основная часть массива обнажается в левобережье р. Хойт-Тэрхийн-Гол. Его центр находится в районе горы Муст-Ула (рис. 3). Выходы анортозитов наблюдаются также в правобережье этой реки. Они прорваны здесь мелкозернистыми гранитами шараусгольского комплекса. К югу и востоку от вершины Байсхаланг-Ула среди мелкозернистых гранитов устанавливаются отдельные блоки и ксенолиты сильно рассланцованных и гранитизированных анортозитов с отдельными горизонтами пироксенитов. Ксенолиты анортозитов обнаруживаются среди включений в базальтах четвертичного вулкана Хорог к востоку от оз. Чаган-Нур. Это свидетельствует о том, что мы имеем дело с фрагментами крупного анортозитового массива, соизмеримого по площади с известными анортозитовыми массивами южного обрамления Сибирской платформы.

Мустулинский массив имеет сложное внутреннее строение (см. рис. 3). Он сложен рядом пород от анортозитов через лейкогаббро и габбро до пироксенитов и перидотитов. В центральной части массива преобладают крупнозернистые, пегматоидные анортозиты и пироксеносодержащие их разновидности. В маломощных горизонтах и линзах встречаются меланократовые габбро и пироксениты, а в редких случаях – серпентинизированные перидотиты. Элементы дифференцированности и расслоенности в этой части массива проявлены слабо. В восточной части наблюдаются более очевидные явления дифференциации с образованием расслоенной серии габброидов, анортозитов, пироксенитов и перидотитов. Среди этих пород широко проявлены рудные пироксениты, а также ильменит-титаномагнетитовые руды (см. рис. 9). Элементы залегания расслоенности имеют северо-восточное простирание. Вероятно, это фрагмент краевой части анортозитового массива. Такие же образования наблюдаются в западной и северной краевых зонах Мустулинского массива.

Зональное строение массивов считается характерным для существенно анортозитовой формации и установлено для Каларского и Джугджурского анортозитовых массивов /Баженова, 1974; Ленников, 1979; Суханов, Панских, 1983/. Показательна в этом отношении северная часть Мустулинского массива (см. рис. 3). Здесь наблюдается слоистая серия пород, представленная чередованием полосчатых габбро, анортозитов и меланократовых габбро с тонкими прослоями пироксенитов. Расслоенность ориентирована в северо-восточном направлении. Эти породы к северу сменяются эпидот-серицитовыми сланцами и биотитовыми сланцами с инъекциями гнейсовидных лейкократовых гранитов. В породах краевой фации установлены повышенные содержания титаномагнетита и небольшие линзы сплошных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд. Краевая фа-

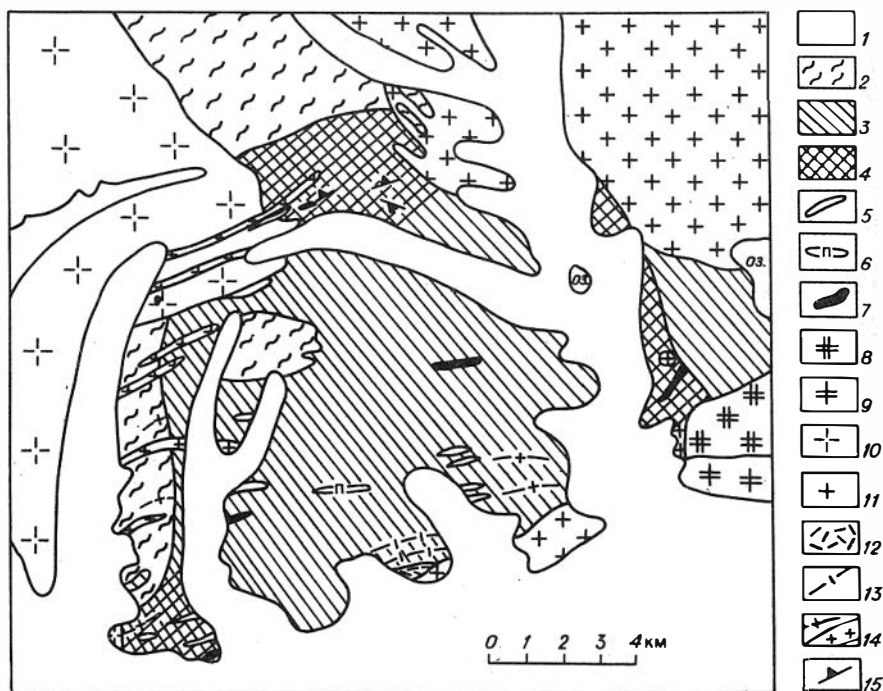


Рис. 3. Схема геологического строения Мустулинского габброанортозитового массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - метаморфические породы идэрского комплекса; 3 - анортозиты и лейкократовые габбро; 4 - краевая фация (габбро, меланогаббро, пироксениты и рудные пироксениты); 5 - пироксениты; 6 - перидотиты; 7 - рудные тела; 8, 9 - щелочной сиенит-гранитный комплекс: 8 - сиениты, 9 - граниты; 10 - гранитоиды хангайского комплекса; 11 - гранитоиды шараусгольского комплекса; 12 - гранит-порфиры; 13 - дайки гранит-порфиров; 14 - дайки мелкозернистых гранитов; 15 - элементы залегания полосчатости и трахитоидности.

ция наблюдается и в западной части массива. Вблизи контакта с вмещающими породами в них встречаются многочисленные уплощенные блоки и ксенолиты хлорит-актинолитовых сланцев и амфиболитов. Вмещающие породы представлены эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами и эпидотовыми амфиболитами, среди которых встречаются участки гранитогнейсов. В редких случаях устанавливаются кварц-плаггиоклаз-биотит-мусковитовые сланцы с гранатом, причем последний замещается агрегатом из биотита, мусковита и хлорита. Таким образом, вмещающие Мустулинский массив породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В единичных шлифах из сланцев отмечают реликты клинопироксена среди зеленой роговой обманки. Вероятно, эпидот-хлорит-актинолитовый парагенезис накладывается на более высокотемпературный парагенезис (замещение клинопироксена амфиболом, граната биотитом и мусковитом). Степень метаморфизма, состав пород и присутствие реликтов клинопироксенов и гранатов позволяют относить метаморфические породы, вмещающие Мустулинский анортозитовый массив, к идэрскому комплексу раннего протерозоя /Митрофанов и др., 1981/.

Анортозиты и ассоциирующие с ними породы (габбро и пироксениты) под-

верглись изофациальному с вмещающими сланцами метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Первичномагматический парагенезис анортозитов в большинстве случаев полностью замещается актинолитом, эпидотом и хлоритом. В редких случаях сохраняются реликты клинопироксена. Плагиоклаз при диафорезе раскисляется, преобразуясь из лабрадора в олигиоклаз-андезин с гранулированными формами зерен. Процессы изменения охватывают весь массив и не связаны с интрузиями более поздних гранитоидов.

Мустулинский массив прорван гранитоидными интрузиями различного возраста. В западной части анортозиты прорываются гранодиоритами, биотитовыми гранитами и жильными породами Шитбертинского массива, хангайского позднепалеозойского комплекса. На северо-востоке и юге анортозиты прорваны лейкократовыми двуслюдяными гранитами шараусгольского гранитоидного комплекса /Федорова, 1977/.

В юго-восточной части массива установлено многофазное интрузивное тело щелочных сиенитов, граносиенитов и гранитов, темноцветные минералы в которых представлены эгирином и рибекитом, относящимися, вероятно, к верхнедевонскому комплексу щелочных гранитов. Ни один из рассмотренных гранитоидных комплексов не сопоставляется с Мангерит-гранитной ассоциацией, сопряженной с массивами анортозитовой формации южного обрамления Сибирской платформы, и при этом не параллелизуется с тэлминским комплексом.

ХОДЖУЛИНГОЛЬСКИЙ МАССИВ

Ходжулингольский анортозитовый массив располагается в верховьях р. Ходжулин-Гол правого притока Идэра и представляет собой фрагменты крупного анортозитового плутона, разобщенного тектоническими нарушениями и интрузиями гранитоидов (рис. 4). Отдельные его части сложены однородными крупнозернистыми анортозитами и лейкогаббро. Породы краевой фации или вмещающие породы в большинстве случаев отсутствуют. Исключением являются выходы пород анортозитового массива в левобережье р. Ходжулин-Гол. Здесь обнажаются мелкозернистые анортозиты и лейкократовые габбро, в которых отчетливо проявлена полосчатость и расслоенность. Эти породы, вероятно, представляют собой краевую фацию анортозитового массива. В контакте с ними находятся кристаллические биотитовые сланцы, гранитогнейсы с крупными порфиробластами калишпата и амфиболиты, смятые в напряженные складки. Непосредственный контакт габброидов краевой фации и метаморфических пород не наблюдается, однако в правобережье р. Ходжулин-Гол в береговом обнажении среди анортозитов наблюдаются многочисленные ксенолиты сланцев. В породах краевой фации отмечается повышенное содержание ильменита и титаномагнетита с подчиненным количеством пирротина.

Другой блок в северной части массива расположен в правобережье р. Ходжулин-Гол и вытянут в субширотном направлении. Он представляет собой фрагмент центральной части анортозитового массива среди гранитоидов. В юго-западной части устанавливаются выходы кристаллических сланцев с инъекциями анортозитов и проявлениями процессов деанортизации. С юга анортозиты этого тела прорваны гнейсовидными биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами. В северной части они прорываются среднезернистыми гранитами повышенной щелочности, которые относятся к тэсскому комплексу (D_{1-2}). Эти гранитоиды вместе с анортозитами и дифференцированными раннепалеозойскими габброидами перидотит-пироксенит-габброноритовой формации прорываются порфировидными лейкократовыми биотитовыми гранитами, сходными с позднепалеозойскими гранитоидами шараусгольского комплекса. Выходы в правобережье

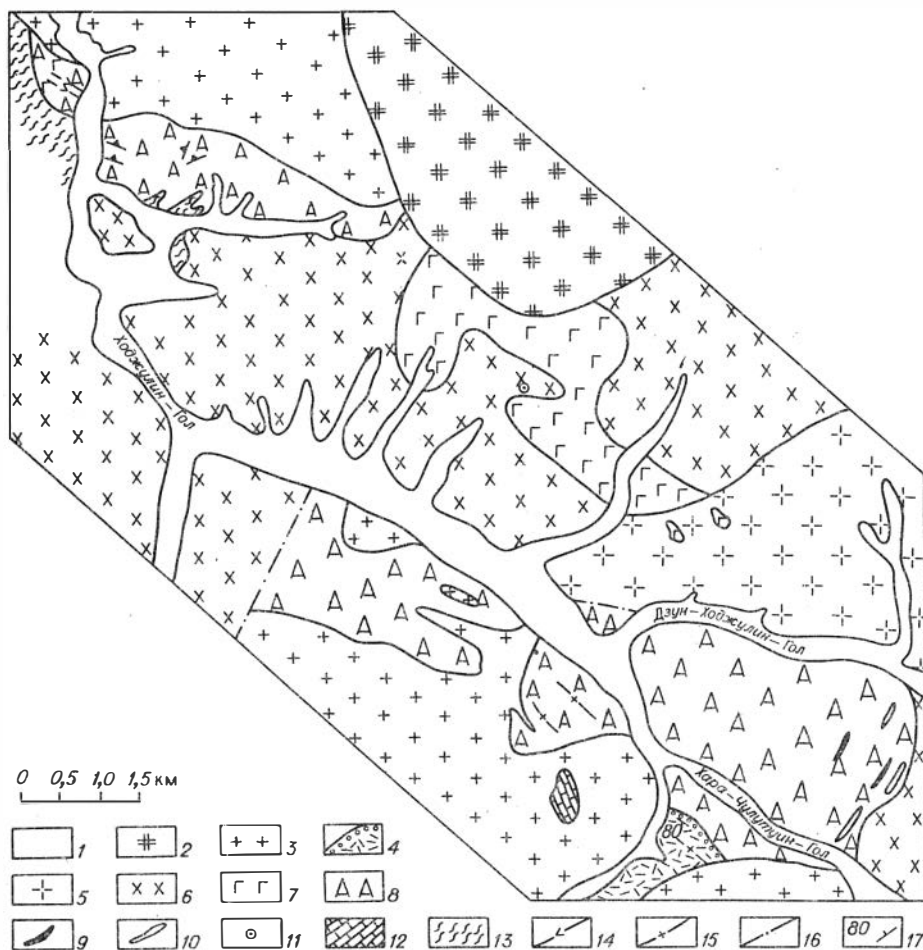


Рис. 4. Схема геологического строения Ходжулингольского габбро-анортозитового массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - порфирсвидные биотитовые граниты; 3 - среднезернистые граниты повышенной щелочности, тэсский комплекс; 4 - вулканогенно-осадочная толща; 5 - биотит-амфиболовые граниты; 6 - гнейсовидные диориты и граниты; 7 - габброиды и перидотиты перидотит-пироксенит-габброноритовой формации; 8 - анортозиты и лейкократовые габбро габбро-анортозитовой формации; 9 - рудные габбро и пироксениты; 10 - пироксениты; 11 - ксенолиты рудных габбро; 12 - карбонаты; 13 - кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты; 14 - дайки диабазов; 15 - дайки гранитов, пегматитов и гранит-аптитов; 16 - тектонические нарушения; 17 - элементы залегания трахитоидности или слоистости.

р. Ходжулин-Гол сложены анортозитами и лейкогаббро. Изредка отмечаются амфиболлизированные мезо- и меланократовые крупнозернистые габбро. Пироксениты и рудные породы полностью отсутствуют.

В левобережье р. Дзун-Ходжулин-Гол наблюдается несколько крупных блоков катаклазированных и гранитизированных анортозитов, лейкогаббро, прорванных лейкократовыми гранитоидами тэсского комплекса. Наиболее крупный и хо-

рошо сохранившийся фрагмент анортозитового массива расположен в междуречье Дзун-Ходжулин-Гол и Хара-Чулутуин-Гол. Он сложен преимущественно грубозернистыми анортозитами и лейкогаббро, среди которых встречаются горизонты габбро и пироксенитов. В восточной части этого блока увеличивается доля меланократовых пород. Здесь распространены амфиболизированные габбро с линзами рудных пироксенитов, меланократовых габбро с повышенным содержанием ильменита и апатита. По-видимому, здесь обнажаются породы краевой фации Ходжулингольского анортозитового массива.

ОЛОНХУДУКСКИЙ МАССИВ

Олонхудукский анортозитовый массив находится в северо-западной части Байдарикского докембрийского выступа (см. рис. 1). Он является фрагментом крупного массива, сложенного крупнозернистыми анортозитами. В южной и восточной частях массива в контакте с анортозитами находятся тонкослоистые мраморизованные известняки с углистым веществом (рис. 5). Среди известняков встречаются горизонты кварцитов, железистых кварцитов, кристаллических сланцев и амфиболитов. Устанавливаются следующие парагенезисы минералов: в карбонатах – карбонат + серпентин + хлорит + тремолит, карбонат + тремолит, карбонат + волластонит + мусковит + гранат + серпентин; в кристаллических сланцах – кварц + плагиоклаз + тремолит, кварц + плагиоклаз + амфибол + биотит + эпидот, плагиоклаз + карбонат + биотит + мусковит + эпидот + хлорит. В последнем случае агрегат биотита, хлорита и эпидота образует изометричные скопления, которые появились, вероятно, в результате замещения граната. По типу метаморфизма и минеральным ассоциациям метаморфические породы, расположенные в районе Олонхудукского анортозитового массива, сопоставляются с дорифейским бумбугэрским комплексом, выделенным в Байдарикском выступе /Митрофанов и др., 1981/. Признаки интрузивного контакта анортозитов с метаморфическими породами отсутствуют. Отсутствие рассланцевания позволяет предполагать, что метаморфическая толща перекрывает анортозиты или полого надвинута на них. Это предположение подтверждается находками ксенолитов анортозитов в дайке диабазы, прорывающей метаморфическую толщу к югу от колодца Олон-Худук.

Анортозиты прорываются дифференцированным габброидным массивом, имеющим автономное концентрическое строение и относящимся к раннепалеозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации /Поляков и др., 1984/. Анортозиты прорываются габброноритами краевой фации этого массива. В последних наблюдаются зоны перекристаллизации с увеличением основности плагиоклаза. Раннепалеозойские габброиды имеют отчетливые интрузивные контакты и с вмещающей метаморфической толщей. В контакте с мраморами возникают магнезиальные скарны. В сланцах наряду с роговиками появляются мигматитоподобные породы.

В северной части Олонхудукский анортозитовый массив прорывается крупной интрузией среднезернистых слабогнейсовидных лейкократовых двуслюдяных, иногда гранатосодержащих, гранитов неясной формационной принадлежности. На западе и юго-западе массив перекрывается осадочно-вулканогенной толщей, которая имеет нижнепермский возраст /Континентальный вулканизм..., 1983/. В западной части анортозиты вместе с вмещающими их эффузивами прорываются интрузивом мелкосреднезернистых биотитовых гранитов. Отдельные выходы анортозитов наблюдаются в эрозионных окнах среди неогеновых андезитобазальтов. Кроме того, по данным Т.П. Хюппенена, выходы рассланцованных анортозитов и лейкогаббро установлены в бассейне р. Уртуин-Гол в 40 км в восток от Олонхудукского массива.

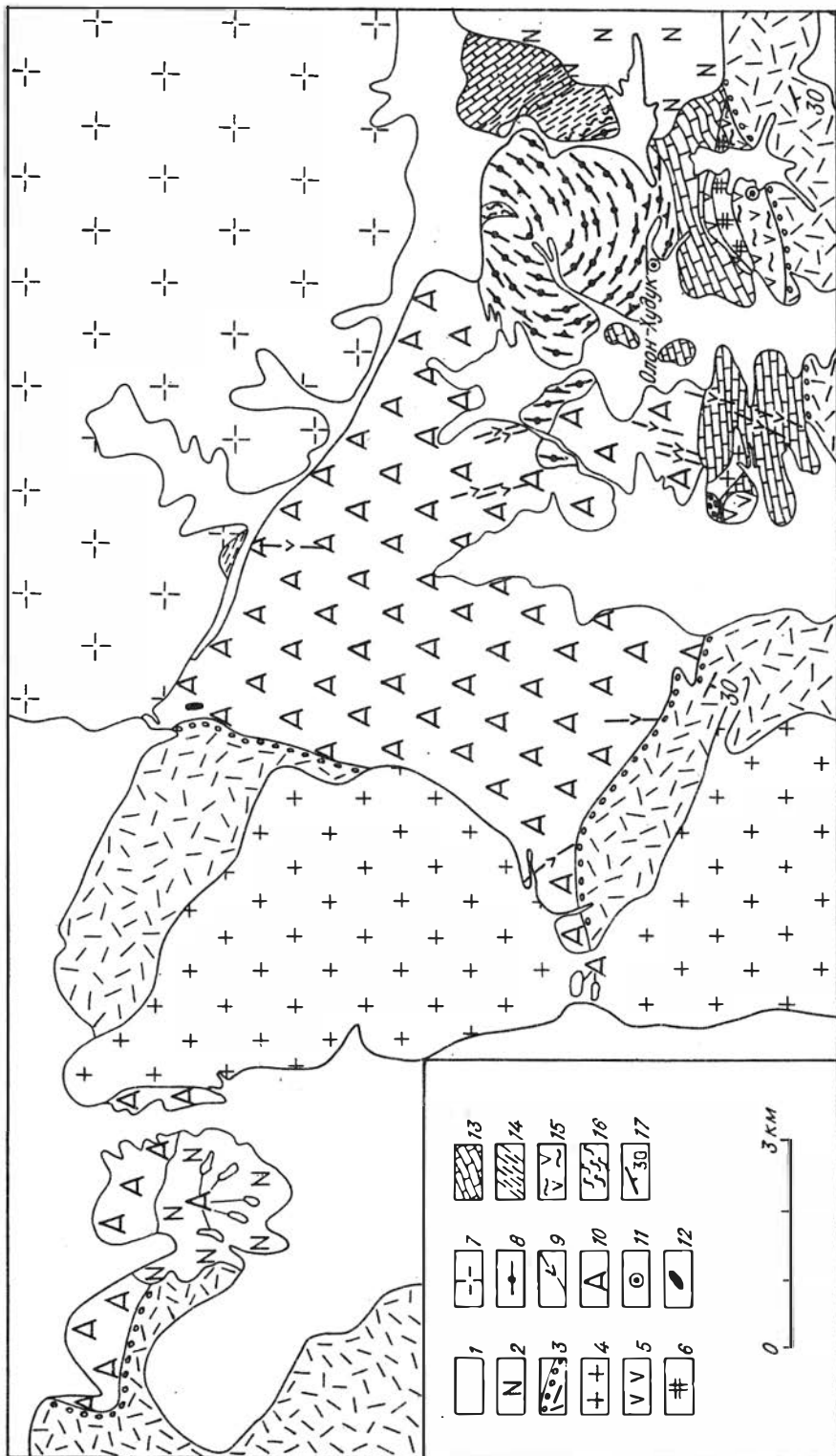


Рис. 5. Схема геологического строения Олонхудукского анортозитового массива (составлена совместно с М.К. Сухановым).

1 - четвертичные отложения; 2 - неогеновые базальты; 3 - пермские вулканогенно-осадочные толщи; 4 - граносиениты и граниты; 5 - пермские андезитобазальты; 6 - плагиограниты; 7 - микроклиновые граниты с гранатом; 8 - дифференцированный перидотит-пироксенит-габброноритовый массив (ϵ_3); 9 - диабазовые дайки; 10 - анортозиты габбро-анортозитовой формации; 11 - ксенолиты анортозитов в диабазах; 12 - апатит-ильменит-титаномagnetитовая минерализация; 13 - мраморы с горизонтами сланцев и кварцитов; 14 - кристаллические сланцы; 15 - габбродиабазы; 16 - приконтактовые выплавки; 17 - элементы залегания слоистости и флюидальности.

Олонхудукский анортозитовый массив имеет простое строение. Он сложен однородными грубозернистыми анортозитами, незначительно варьирующими по меланократовости. В нем в отличие от других анортозитовых массивов Северной Монголии практически отсутствуют габброиды, характерные для краевых частей анортозитовых массивов. Только на юго-западной его окраине установлен небольшой горизонт габбро, обогащенных ильменитом. Как и другие анортозитовые массивы Монголии, Олонхудукский массив подвергся региональному диафорезу в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма с развитием актинолит-эпидот-хлоритового минерального парагенезиса. Кроме того, наблюдаются зоны рассланцевания и амфиболизации, к которым в некоторых случаях приурочена рудная апатит-ильменит-титаномagnetитовая минерализация.

Анортозитовые массивы Северо-Западной Монголии сложены серией пород, варьирующих по составу от анортозитов через лейкогаббро и габбро до меланократовых габбро, пироксенитов и даже перидотитов. Минеральный состав пород габбро-анортозитовой ассоциации Монголии типичен для этой формации. Анортозиты представляют собой крупнозернистые до гигантозернистые породы, сложенные крупными кристаллами (до 10 см) незонального плагиоклаза (45-60% An), основность которого не зависит от меланократовости пород. Этим породы формации автономных анортозитов отличаются от анортозитов, входящих в состав расслоенных дифференцированных габброидных массивов, в том числе перидотит-пироксенит габброноритовых, для которых характерны, как правило, плагиоклазы высокой основности - битовниты и даже анортиты, тогда как андезин-лабрадоры встречаются только в габброноритах краевых фаций. Вместе с тем габбро-анортозитовые массивы Монголии различаются между собой по основности плагиоклаза (рис. 6). Для Мустулинского и Олонхудукского массивов характерны андезины (45-50 % An), в то время как для Ходжулингольского массива - лабрадоры (55-70 % An). По мнению А.М. Ленникова /1979/, основность плагиоклаза в габбро-анортозитовых массивах зависит от глубины их становления.

Важной особенностью анортозитов Монголии является присутствие структур распада в плагиоклазе, образующих обособления ортоклаза одинаковой ориентировки. Появление антипертитов не зависит от близости гранитоидов, но зависит от состава плагиоклаза. Они широко проявлены в анортозитах Мустулинского и Олонхудукского массивов, плагиоклаз в которых представлен андезином, и менее характерны для лабрадоров Ходжулингольского массива. Под влиянием гранитов в базитах габбро-анортозитовой формации появляется микроклин, приуроченный к интерстициям плагиоклаза или зонам дробления. Антипертиты присущи анортозитам Алданского щита, и их появление связывается с повышенной калиевой щелочностью исходных магм /Ленников, 1979/.

Первичный минеральный парагенезис, исключая плагиоклаз, практически

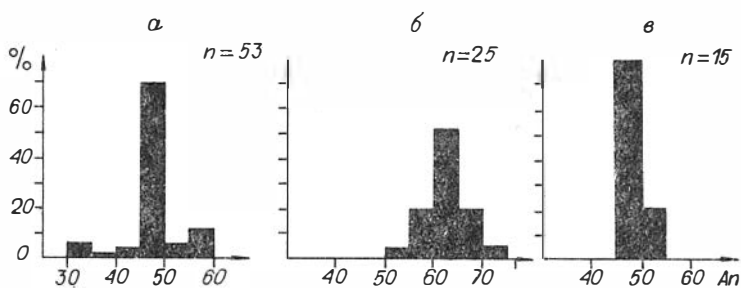


Рис. 6. Гистограммы распределения составов плагиоклаза в массивах габбро-анортозитовой формации Монголии.

а - Мустулинский, б - Ходжулингольский, в - Олонхудукский; n - число замеров иммерсионным методом (по Ng).

не сохранился. Отмечаются реликты клинопироксена ($Ng = 1,718$), который замещен амфиболом. В единичных случаях встречается ортопироксен ($Ng = 1,711$, $f = 35\%$), замещенный серпентином. Рудные минералы представлены ильменитом и распавшимся титаномагнетитом, реже - пирротинном. Широко проявлен апатит.

От анортозитов наблюдаются переходы к лейкогаббро, габбро и пироксенитам, которые образуют единую серию пород, различающихся только количественными соотношениями плагиоклаза и темноцветных минералов. Габброиды широко распространены в краевой зоне Мустулинского и Ходжулингольского массивов и часто обладают расслоенностью. Структура пород габбровая, офитовая, иногда проявляется трахитоидность.

Пироксениты имеют крупнозернистое строение и сложены клинопироксеном ($Ng = 1,718$, $f = 30\%$), который обрастает собственно магматическим бурым амфиболом. Первичный парагенезис наблюдается в реликтах среди зеленого амфибола актинолитового ряда. В некоторых случаях отмечается серпентин. В восточной части Мустулинского массива установлены перидотиты, сложенные нацело серпентинизированным оливином, сцементированным ильменитом и титаномагнетитом. Встречаются реликты пироксена, обрастающего оливин. При увеличении количества пироксена и плагиоклаза устанавливается постепенный переход к оливинсодержащему пироксениту и оливиновому габбро. Перидотиты, слагающие линзы среди анортозитов, полностью серпентинизированы. В реликтах отмечается клинопироксен, замещенный актинолитом, в единичных зернах встречается плагиоклаз. Среди пироксенитов наблюдаются тонкие секущие жилки и просечки апатита, титаномагнетита и ильменита. Эти жилки сопровождаются карбонатизацией и соскюритизацией, что свидетельствует об участии летучих в образовании жильной ильменит-титаномагнетит-apatитовой минерализации. Содержание фосфора в таких пироксенитах достигает 2,5% (обр. 7902, табл. 1).

Породы габбро-анортозитовой формации независимо от их положения испытали интенсивный диафорез в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Пироксен замещается актинолитом, появляются хлорит, эпидот и серпентин. Вблизи контакта с вмещающими сланцами в породах возникает зеленый биотит. Плагиоклаз раскисляется и перекристаллизовывается. Особенно широко этот процесс проявляется в Ходжулингольском массиве, где отмечаются андезиниты и олигоклазиты.

Для габбро-анортозитовой формации Монголии нами выделены следующие группы пород: анортозитовая, мафитовая, субультрамафитовая и ультрамафитовая (рис. 7) (табл. 1-4). В самостоятельный класс, очевидно, следует относить

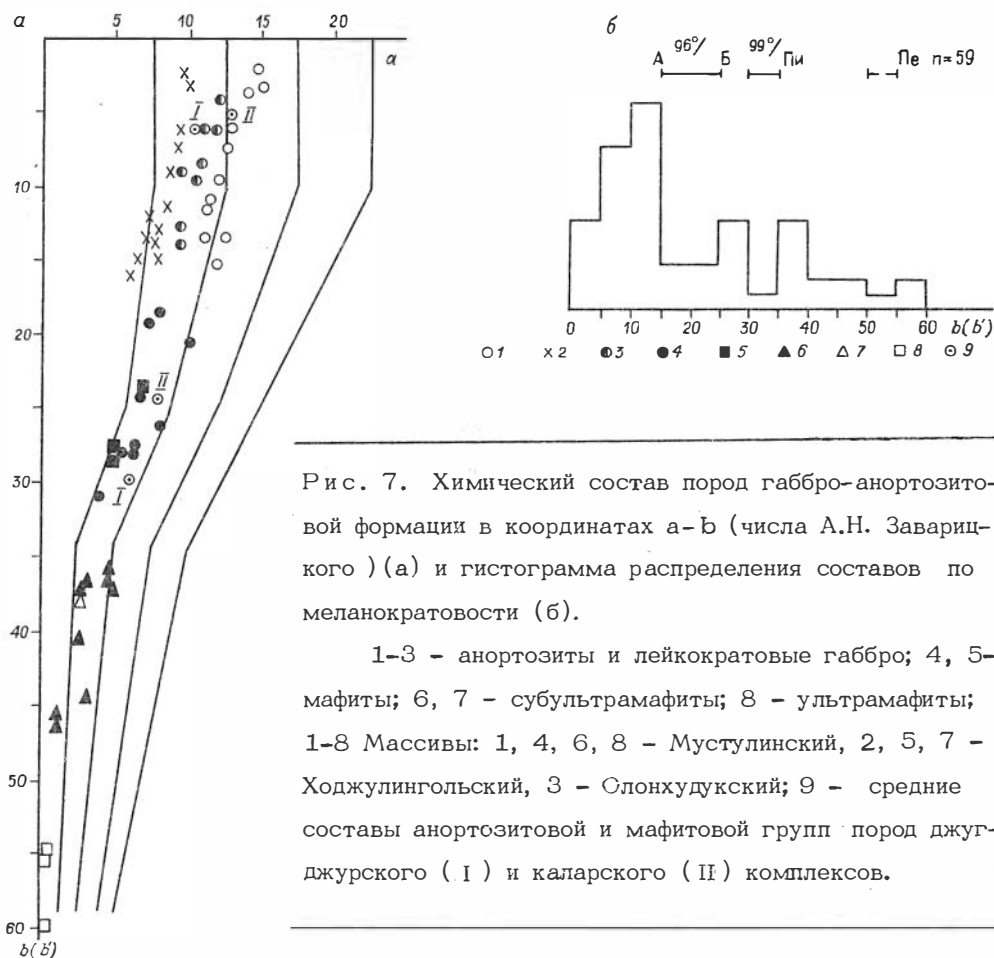


Рис. 7. Химический состав пород габбро-анортозитовой формации в координатах а-б (числа А.Н. Заварицкого) (а) и гистограмма распределения составов по меланокративности (б).

1-3 - анортозиты и лейкократовые габбро; 4, 5 - мафиты; 6, 7 - субультрамафиты; 8 - ультрамафиты; 1-8 Массивы: 1, 4, 6, 8 - Мустулинский, 2, 5, 7 - Ходжулингольский, 3 - Слонхудукский; 9 - средние составы анортозитовой и мафитовой групп пород джугджурского (I) и каларского (II) комплексов.

рудные перидотиты, пироксениты и руды. Такой набор групп пород характерен для типичных представителей формации автономных анортозитов (массивы Морин, Джугджурский, Каларский, Коростеньский и т.д.).

Анортозитовая группа пород резко преобладает (более 90 %) и характеризуется умеренно щелочным и высокоанортитовым уклонами. Анортозитовая группа пород Ходжулингольского массива имеет умеренно низкощелочной уклон, что согласуется с более основным составом плагиоклаза.

Мафитовая группа пород выделена в Мустулинском и Ходжулингольском массивах (см. табл. 1, 2). Она характеризуется мезомеланобазитовым ($b > 25$), умеренно низкощелочным, высоконатриевым, низкотитанистым, умеренно магниевым уклонами (см. табл. 4). По глиноземности устанавливаются широкие вариации, которые определяются изменениями количественных соотношений плагиоклаза и пироксена. На диаграмме $MgO - Al_2O_3$ устанавливается единый тренд изменчивости составов в направлении плагиоклаз - пироксен (рис. 8). Положение вариационных линий определяется главным образом составом плагиоклаза.

Для массивов габбро-анортозитовой формации характерна железо-титановая специализация часто с повышенным содержанием фосфора. С массива-

Таблица 1. Химический состав пород Мусгулинского габбро-анортозитового массива

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
Анортозитовая группа														
1	7278	51,80	0,31	22,15	1,30	3,33	0,07	4,73	7,18	4,50	1,00	2,93	0,06	99,36
2	7274	52,70	0,27	22,90	0,75	3,02	0,05	3,70	8,59	4,00	1,00	2,19	0,05	99,22
3	7281	52,70	0,33	22,00	1,27	3,63	0,06	4,20	8,22	3,83	1,37	2,24	0,06	99,91
4	7261	53,00	0,17	24,50	1,15	2,12	0,04	2,04	8,70	4,43	1,02	2,25	0,04	99,46
5	7263	53,79	0,39	23,14	1,67	2,19	0,05	3,00	8,10	4,29	1,00	2,42	0,06	100,01
6	7262	53,90	0,13	25,30	1,02	1,51	0,02	1,80	8,78	4,57	1,12	1,80	0,04	99,99
7	7276	54,10	0,29	22,15	1,05	2,60	0,06	3,45	8,45	4,25	0,86	2,09	0,05	99,40
8	7260	54,20	0,14	26,25	0,46	1,48	0,02	0,86	8,30	4,85	1,31	1,54	0,04	99,45
9	7279	55,70	0,13	26,74	0,06	1,21	0,01	0,36	8,80	5,00	1,51	1,05	0,04	100,01
10	И1446	55,40	0,41	24,90	0,53	1,68	Не опр.	0,06	8,53	5,00	1,70	0,99	0,15	99,35
Мафитовая группа														
11	7265	52,70	0,42	19,93	1,30	3,55	0,08	4,50	8,40	4,00	1,71	2,66	0,04	99,29
12	7271	47,40	0,85	14,29	4,74	7,26	0,18	8,30	10,60	1,43	0,50	3,96	0,03	99,54
13	7270	48,70	2,72	14,00	4,63	9,69	0,21	4,30	8,20	3,00	0,86	3,03	0,40	99,74
14	П5327	49,80	0,56	15,70	2,30	6,03	0,12	7,98	11,09	2,29	0,83	2,17	0,05	98,92
15	П5327д	50,40	0,55	18,00	1,03	5,28	0,08	6,95	12,03	2,52	0,67	1,99	0,05	99,55
16	П5327а	50,50	0,49	21,00	0,41	4,31	0,07	5,55	12,19	2,76	0,50	1,82	0,09	99,69
17	П1474	52,00	0,67	14,80	1,10	7,47	0,12	7,90	10,53	2,29	1,00	2,31	0,04	100,23
18	П5354	52,20	1,13	18,20	1,62	5,74	0,09	4,24	10,82	3,83	1,00	1,58	0,18	100,63
19	7922	53,50	0,25	19,20	0,85	5,53	0,08	6,36	8,24	2,74	1,20	2,63	0,05	100,63
20	П5327б	50,80	0,44	16,50	2,03	5,46	0,12	8,95	11,53	2,29	0,50	1,85	0,03	100,50
Субальтрамафитовая группа														
21	П5305	48,20	0,49	12,70	2,70	6,21	0,14	11,46	14,19	1,12	0,67	2,51	0,08	100,47
22	7266	48,30	0,80	10,20	2,60	7,79	0,17	10,80	11,50	1,73	0,64	4,66	0,06	99,25
23	7267	49,30	0,81	10,50	2,74	7,34	0,15	10,50	11,76	1,79	0,70	3,97	0,05	99,61
24	П5327г	49,00	0,89	9,60	1,70	8,19	0,15	14,03	13,27	1,00	0,50	2,33	0,13	100,79
25	7902	39,80	3,19	8,10	10,35	11,74	0,18	7,76	12,05	1,08	0,50	3,32	2,42	100,49
26	П5354б	44,20	2,98	11,70	6,51	10,88	0,17	7,78	10,97	1,71	1,00	2,37	0,10	100,37
27	П5405а	48,30	0,36	12,50	3,12	6,64	0,15	12,87	12,64	1,00	0,67	2,44	0,04	100,73
28	7923	48,80	1,04	5,20	3,13	10,41	0,20	14,78	14,24	0,45	0,25	2,27	0,09	100,86
29	7888	49,10	1,13	4,60	2,54	11,49	0,24	14,47	13,28	0,45	0,25	3,07	0,06	100,68

№	п/п	№ обр.	Ультрамафитовая группа												
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
30	7269		37,20	0,44	1,43	13,00	13,24	0,26	23,30	2,69	0,08	0,13	7,87	0,10	100,74
31	7268		40,60	0,68	2,52	10,43	11,58	0,24	20,80	5,58	0,09	0,13	6,95	0,08	99,68
32	И1464		43,00	0,25	3,00	8,73	7,18	0,18	26,89	3,28	0,19	0,25	6,50	0,03	99,48

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитики Н.В. Чертенкова и Л.С. Зоркина.

Таблица 2. Химический состав пород Ходжунтингольского габбро-анортозитового массива

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма	
Анортозитовая породная группа															
1	П5546	49,00	0,16	24,80	0,78	4,34	0,09	4,46	12,05	2,38	0,25	1,44	0,03	99,78	
2	Б77	49,60	0,24	25,40	0,38	3,08	0,07	2,82	13,38	2,75	0,25	1,34	0,03	99,34	
3	Б79	49,80	0,68	23,00	0,78	3,80	0,09	3,82	13,38	2,25	0,25	1,40	0,06	99,31	
4	И1758	50,50	0,60	25,00	1,18	3,26	0,07	2,01	12,62	3,00	0,57	1,16	0,17	100,14	
5	И1762	50,50	0,62	27,20	0,69	2,44	0,05	0,91	12,32	3,14	0,71	1,01	0,18	99,77	
6	8226	50,50	0,25	25,00	0,16	2,65	0,07	4,21	12,95	2,75	0,50	1,72	0,03	100,79	
7	П5545	50,60	0,26	25,10	0,21	3,41	0,07	3,05	13,42	2,75	0,50	1,16	0,02	100,55	
8	И1761	50,70	0,66	22,70	1,05	4,45	0,11	3,05	12,05	2,75	0,71	1,37	0,09	99,69	
9	Б77а	50,70	0,14	27,40	0,25	1,93	0,04	1,42	13,38	3,29	0,50	0,92	0,03	100,00	
10	8224	51,00	0,19	25,90	0,00	2,60	0,06	2,08	12,60	3,00	0,64	1,61	0,03	99,71	
11	8223	51,10	0,32	23,80	0,11	3,59	0,09	3,78	12,32	2,50	0,50	1,26	0,02	99,39	
12	П5543	51,50	0,17	29,20	0,60	0,71	0,02	0,26	12,97	3,29	0,57	0,94	0,11	100,34	
13	Б80а	51,50	0,04	29,00	0,65	0,50	0,01	0,08	13,64	3,43	0,50	0,81	0,03	100,19	
Мафитовая группа															
14	П55466	47,90	0,40	18,40	0,35	7,61	0,17	8,28	11,97	2,00	0,25	2,03	0,02	99,38	
15	И1756	48,30	1,68	19,10	1,58	7,40	0,15	4,65	12,60	2,50	0,71	1,72	0,10	100,49	
16	И1766	42,30	0,86	21,00	1,62	7,90	0,17	7,02	13,97	1,64	0,64	2,10	0,08	99,30	
Субультрамафитовая группа															
17	8222	45,70	1,09	12,50	0,00	13,29	0,29	11,63	10,41	1,18	0,25	3,00	0,03	99,37	

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Н.В. Чертенкова.

Таблица 3. Химический состав пород Олонхулукского габбро-анортозитового массива (анортозитовая группа)

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.л.	P ₂ O ₅	Сумма
1	П6162	53,83	0,17	25,39	1,12	1,26	0,09	0,32	9,89	4,06	1,00	0,80	0,86	98,79
2	П6163	52,42	0,75	23,33	0,91	3,81	0,12	2,07	9,59	3,62	0,80	0,85	0,06	98,33
3	П6178	53,94	0,62	25,51	1,28	2,26	0,09	0,69	8,57	4,22	0,90	0,99	0,05	99,12
4	П6204	54,69	0,38	24,28	0,78	2,42	0,08	0,74	8,50	4,28	1,05	1,12	0,42	98,74
5	П6166	54,75	0,39	24,70	0,87	2,16	0,08	0,69	8,79	2,88	1,30	1,01	0,32	97,94
6	П6165	54,73	0,21	24,93	1,01	1,69	0,06	0,48	9,22	4,06	0,52	0,69	0,60	98,20
7	П6176а	51,91	1,12	21,30	3,11	4,97	0,13	2,01	8,20	3,32	1,48	1,60	0,13	99,28
8	П6207	49,74	1,72	21,22	2,00	6,92	0,21	2,12	8,27	3,61	0,90	1,47	0,50	98,68

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ПГО "Запсибгеология".

Таблица 4. Петрохимические данные для групп пород габбро-анортозитовых формаций Монголии и южного обрамления Сибирской платформы

№ ас-соци-ации	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	c	b.	n	Q	d	F
1а	10	54,9 0,8	0,25 0,1	24,6 1,7	1,0 0,5	2,3 0,9	0,03 0,02	2,5 1,7	8,6 0,5	4,6 0,4	1,2 0,3	0,06 0,03	12,8 1,4	11,0 0,8	8,0 4,2	85,2 20,4	-0,8 1,8	0,35 0,02	49,3 18,9
1б	10	52,1 1,6	0,8 0,7	17,6 2,5	2,0 1,6	6,2 1,8	0,11 0,04	6,7 1,8	10,6 1,6	2,8 0,8	0,9 0,4	0,09 0,1	7,5 2,3	8,1 1,6	24,0 5,1	82,7 4,2	-2,4 1,8	0,31 0,07	40,0 10,0
1в	9	48,5 3,4	1,3 1,0	9,7 3,0	4,0 2,8	9,2 2,2	0,17 0,03	11,9 2,7	13,0 1,1	1,2 0,5	0,6 0,2	0,34 0,8	3,2 1,4	4,5 1,5	40,2 4,3	74,6 3,7	-6,8 3,2	0,26 0,06	37,7 11,6
1г	3	43,5	0,5	2,5	11,6	11,5	0,24	25,6	4,2	0,1	0,2	0,07	0,45	1,16	56,8	51,0	-18,9	0,16	32,5
2а	13	51,2 0,6	0,3 0,2	26,0 2,0	0,5 0,4	2,9 1,2	0,06 0,02	2,5 1,5	13,0 0,5	2,9 0,4	0,5 0,2	0,06 0,05	8,0 1,2	15,6 1,5	10,5 4,6	89,9 2,6	0 1,4	0,2 0,01	49,2 17,1
2б	3	47,2	1,0	20,0	1,2	7,8	0,16	6,8	13,1	2,1	0,5	0,06	5,6	11,1	26,5	85,4	-8,9	0,2	43,1
2в	1	45,7	1,1	12,5	Не опр.	13,3	0,29	11,6	10,4	1,2	0,25	0,03	2,9	6,8	37,9	87,8	-8,0	0,17	39,0

3а	8	$\frac{54,6}{1,8}$	$\frac{0,7}{0,5}$	$\frac{24,4}{1,7}$	$\frac{1,4}{0,8}$	$\frac{3,3}{2,0}$	$\frac{0,11}{0,04}$	$\frac{1,2}{0,8}$	$\frac{9,1}{0,6}$	$\frac{3,8}{0,5}$	$\frac{1,0}{0,3}$	$\frac{0,37}{0,29}$	$\frac{10,9}{1,0}$	$\frac{11,9}{1,0}$	$\frac{7,2}{4,2}$	$\frac{85,0}{5,2}$	$\frac{4,9}{4,8}$	$\frac{0,3}{0,02}$	$\frac{70,4}{7,0}$
4а	31	$\frac{53,30}{2,10}$	$\frac{0,4}{0,4}$	$\frac{25,1}{1,9}$	$\frac{0,9}{0,6}$	$\frac{2,8}{1,3}$	$\frac{0,06}{0,04}$	$\frac{2,1}{1,5}$	$\frac{10,6}{2,2}$	$\frac{3,7}{0,8}$	$\frac{0,9}{0,4}$	$\frac{0,14}{0,20}$	$\frac{10,3}{2,4}$	$\frac{13,2}{2,4}$	$\frac{8,9}{4,5}$	$\frac{87,1}{4,1}$	$\frac{1,0}{3,6}$	$\frac{0,28}{0,07}$	$\frac{54,7}{18,0}$
4б	13	$\frac{51,0}{2,9}$	$\frac{0,9}{0,7}$	$\frac{18,1}{2,4}$	$\frac{1,9}{1,5}$	$\frac{6,6}{1,7}$	$\frac{0,12}{0,04}$	$\frac{6,7}{1,8}$	$\frac{11,2}{1,8}$	$\frac{2,6}{0,8}$	$\frac{0,8}{0,4}$	$\frac{0,09}{0,10}$	$\frac{7,1}{2,2}$	$\frac{8,8}{2,0}$	$\frac{24,6}{4,7}$	$\frac{83,3}{4,7}$	$\frac{3,9}{4,1}$	$\frac{0,28}{0,08}$	$\frac{40,7}{9,5}$
4в	10	$\frac{48,4}{3,2}$	$\frac{1,3}{1,0}$	$\frac{10,0}{3,0}$	$\frac{3,6}{3,0}$	$\frac{9,7}{2,5}$	$\frac{0,18}{0,04}$	$\frac{11,9}{2,5}$	$\frac{12,8}{1,2}$	$\frac{1,2}{0,5}$	$\frac{0,6}{0,3}$	$\frac{0,31}{0,76}$	-	-	-	-	-	-	-
5а	13	$\frac{54,3}{1,8}$	$\frac{0,3}{0,2}$	$\frac{26,2}{1,3}$	$\frac{1,0}{0,6}$	$\frac{1,4}{0,9}$	-	$\frac{1,0}{0,8}$	$\frac{10,2}{1,8}$	$\frac{4,9}{0,7}$	$\frac{0,6}{0,3}$	$\frac{0,07}{0,0}$	$\frac{12,9}{1,7}$	$\frac{13,0}{1,9}$	$\frac{5,2}{2,5}$	$\frac{92,6}{3,6}$	$\frac{-1,2}{3,1}$	$\frac{0,33}{0,06}$	$\frac{60,3}{11,6}$
5б	5	$\frac{50,9}{1,5}$	$\frac{1,2}{0,9}$	$\frac{17,6}{2,7}$	$\frac{2,4}{1,0}$	$\frac{7,1}{2,1}$	-	$\frac{6,9}{4,0}$	$\frac{10,2}{1,7}$	$\frac{3,2}{0,9}$	$\frac{0,4}{0,2}$	$\frac{0,06}{0,05}$	$\frac{7,8}{2,3}$	$\frac{8,1}{1,5}$	$\frac{24,9}{7,1}$	$\frac{91,3}{5,2}$	$\frac{-5,0}{4,6}$	$\frac{0,32}{0,06}$	$\frac{46,6}{17,4}$
5г	2	41,8	0,6	4,9	6,1	8,1	0,1	34,0	3,3	0,9	0,2	0,05	1,9	1,8	57,9	72,4	-28,4	0,29	18,4
6а	41	$\frac{53,4}{1,6}$	$\frac{0,3}{0,4}$	$\frac{26,9}{2,5}$	$\frac{0,9}{1,1}$	$\frac{1,9}{1,4}$	-	$\frac{1,4}{1,2}$	$\frac{10,3}{1,3}$	$\frac{3,7}{1,0}$	$\frac{1,1}{0,7}$	-	$\frac{10,8}{2,7}$	$\frac{13,5}{2,1}$	$\frac{5,9}{4,4}$	$\frac{82,8}{9,0}$	$\frac{0}{5,2}$	-	$\frac{55,8}{12,4}$
6б	14	$\frac{48,3}{4,2}$	$\frac{2,3}{1,5}$	$\frac{14,3}{2,6}$	$\frac{3,5}{2,6}$	$\frac{11,9}{5,0}$	-	$\frac{5,4}{2,0}$	$\frac{9,9}{2,4}$	$\frac{2,7}{0,4}$	$\frac{0,7}{0,4}$	$\frac{0,76}{0,76}$	$\frac{6,9}{1,4}$	$\frac{6,2}{2,0}$	$\frac{29,8}{5,2}$	$\frac{85,9}{6,0}$	$\frac{-5,8}{6,0}$	-	$\frac{59,6}{17,1}$

Примечание. 1-3 - габбро-анортозитовые массивы Западной Монголии: 1 - Мустулинский; 2 - Ходжулингольский; 3 - Слонхудукский;

4 - габбро-анортозитовая формация Монголии в целом; 5, 6 - габбро-анортозитовые комплексы южного обрамления Сибирской платформы: 5 -

Каларский /Салоп, 1967; Баженова, 1974; Суханов, Панских, 1981/; 6 - Джугджурский /Ленников, 1979; Иванов и др., 1979/. а-г -

породные группы: а - анортозитовая; б - мафитовая; в - субультрамафитовая; г - ультрамафитовая. В числителе - среднее арифметическое,

в знаменателе - среднее квадратичное отклонение.

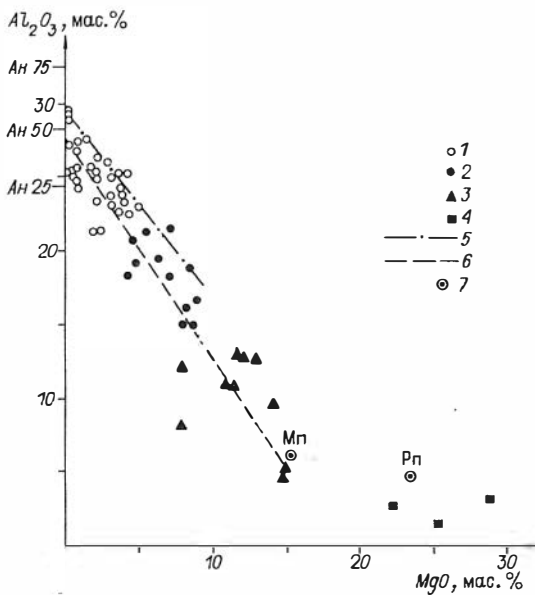


Рис. 8. Химический состав пород габбро-анортозитовой формации в координатах $MgO - Al_2O_3$.

1-4 - группы пород: 1 - анортозитовая, 2 - мафитовая, 3 - субультрамафитовая, 4 - ультрамафитовая; 5, 6 - тренды дифференциации: 5 - Ходжулингольский массив, 6 - Мустулинский и Олонхудукский массивы; 7 - составы клино- и ортопироксенов.

ми этого типа сопряжены месторождения титановых руд, которые обнаружены в Джугджурском и Каларском массивах /Ленников, 1979/. Эти анортозитовые массивы рассматриваются также в качестве перспективной сырьевой базы

в отношении фосфатных руд /Гаврилов, Иванов, 1979; Панских, Гаврилов, 1983/. Мономинеральные анортозиты характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 (до 30 %) и в связи с этим привлекают к себе внимание как источник глинозема /Богатиков и др., 1983/.

Анортозитовые массивы Западной Монголии также характеризуются железотитановой специализацией. Такие рудопроявления установлены во всех интрузивах, но наиболее широко они представлены в Мустулинском массиве. При картировании этого массива нами выявлено более десяти рудопроявлений. По геологическому положению, соотношению с вмещающими породами и составу все рудопроявления можно подразделить на два типа: ранне- и позднемагматические /Изох и др., 1984/. Раннемагматический тип представлен рудными габбро, рудными пироксенитами и оливинитами, сопровождающимися вкрапленной апатитильменит-титаномагнетитовой или ильменит-титаномагнетитовой минерализацией. Позднемагматический тип представлен секущими жильными телами ильменит-титаномагнетитовых и апатитильменит-титаномагнетитовых руд.

Раннемагматическое оруденение приурочено главным образом к породам эндоконтактной фации Мустулинского массива. Особенно широко оно проявлено в восточной его части. Здесь среди грубозернистых лейкогаббро и анортозитов находятся тектонические блоки расслоенных габбро, пироксенитов и перидотитов. Преобладают среднезернистые лейкократовые габбро с отчетливо выраженной трахитоидностью (рис. 9). Среди них встречаются горизонты меланократовых габбро и пироксенитов, связанных постепенными переходами. В некоторых горизонтах встречаются согласные с расслоенностью участки рудных пироксенитов и сильно серпентинизированных перидотитов. Содержания рудных минералов в некоторых случаях достигают 30-40 %. В этой части Мустулинского массива выявлено более десяти горизонтов рудных пироксенитов и перидотитов, варьирующих по мощности от 1 до 200 м. Для раннемагматических руд характерно преобладание титаномагнетита с подчиненным количеством ильменита, полное отсутствие апатита.

К раннемагматическим рудопроявлениям, очевидно, следует отнести апатитильменит-титаномагнетитовые руды, установленные в юго-восточном блоке Ходжулингольского массива среди габброидов и пироксенитов. Здесь, вблизи

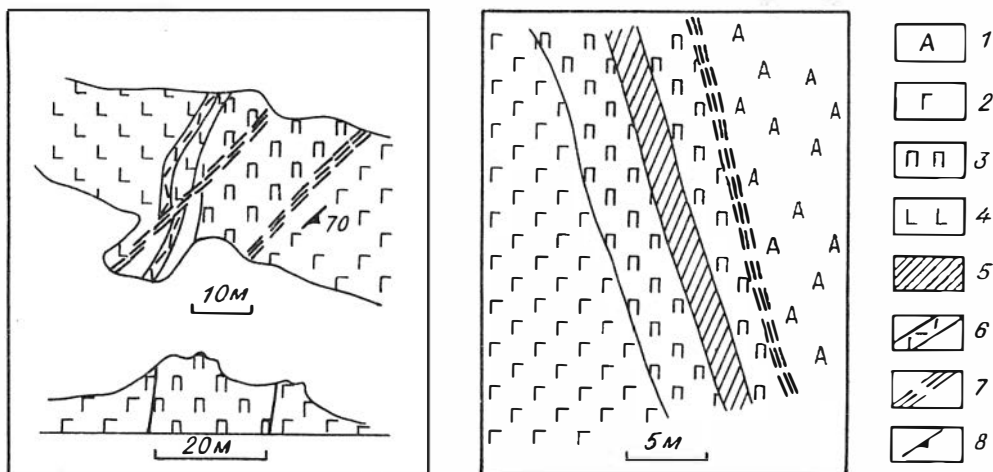


Рис. 9. Рудные пироксениты и перидотиты в краевой фации Мустулинского массива.

1 - анортозиты; 2 - трахитоидные лейкократовые габбро; 3 - пироксениты и рудные пироксениты; 4 - диабазы; 5 - перидотиты и оливиновые пироксениты; 6 - фельзиты; 7 - зоны рассланцевания; 8 - элементы залегания трахитоидности.

контакта с гранитоидами (см. рис. 4), вскрывается краевая фация анортозитового массива, представленная чередованием среднезернистых анортозитов, габбро и пироксенитов, среди которых встречаются отдельные горизонты и линзы рудных пироксенитов и рудных габбро, содержащих вкрапленность ильменита, титаномагнетита и апатита. Количество рудных минералов достигает 10-15%. По особенностям геологического положения и составу (см. табл. 1, обр. 8230) эти руды поставляются с маймаканским типом вкрапленных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд Джугджурского массива /Иванов и др., 1979/. Они обладают невысоким содержанием фосфора (до 2%), но характеризуются равномерным распределением апатита, что в сочетании со значительными масштабами оруденения и легкостью обогащения апатита представляет несомненный интерес.

Небольшое рудопроявление раннемагматического этапа выявлено М.К. Сухановым в Олонхдукском анортозитовом массиве. Это рудопроявление представлено небольшим горизонтом мелко-, среднезернистых габбро с повышенным содержанием титаномагнетита и ильменита.

Позднемагматические руды выявлены только в центральной части Мустулинского массива, где они приурочены к зонам дробления и метасоматического изменения анортозитов, имеющих северо-восточное простирание (см. рис. 3). По составу они подразделяются на два типа: ильменит-титаномагнетитовые и апатит-ильменит-титаномагнетитовые. Сплошные ильменит-титаномагнетитовые руды обнаружены в коренных выходах на двух участках в юго-западной части Мустулинского массива (см. рис. 3). В правобережье р. Хойт-Тэрхийн-Гол в рассланцованных анортозитах обнаружено жильное тело сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд. Мощность этого тела достигает 10 м при протяженности более 400 м.

В юго-западной части Мустулинского массива тела сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд находятся в непосредственной близости от дороги, со-

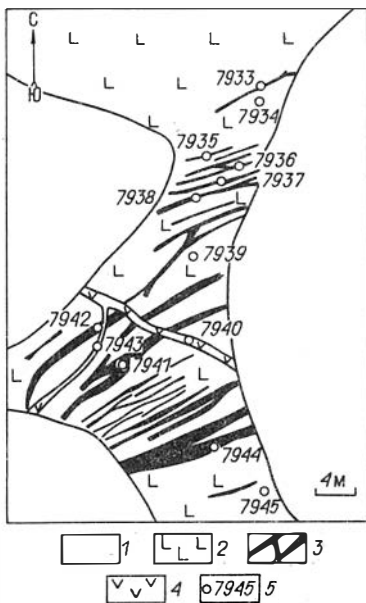


Рис. 10. Взаимоотношения ильменит-титаномагнетитовых жил с анортозитами в юго-западной части Мустулинского массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - анортозиты и лейкогаббро; 3 - ильменит-титаномагнетитовые руды; 4 - дайки габбродиабазов; 5 - места взятия образцов и их номера.

единой Тосон-Цэнгэл и сомон Тарят. Здесь среди анортозитов и лейкогаббро наблюдается система секущих рудных жил и прожилков, имеющих северо-восточное простирание и крутое падение (рис. 10). Мощность отдельных жил варьирует от нескольких сантиметров до 2-3 м, простирание неустойчиво. Наблюдаются раздувы, разветвления или выклинивания отдельных жил. Общая мощность рудной зоны около 50 м. По простиранию она прослеживается на 50-70 м и перекрывается четвертичными отложениями долины реки Хойт-Тэрхийн-Гол. Рудные тела имеют секущие взаимоотношения с анортозитами,

ксенолиты которых встречаются в рудной массе. Анортозиты вблизи контакта с рудными жилами интенсивно эпидотизированы, хлоритизированы и карбонатизированы. Эти изменения свидетельствуют о значительной доле флюидов при образовании позднемагматических руд. В то же время для этого рудопроявления характерно полное отсутствие апатита.

Другое проявление сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд с небольшим количеством апатита выявлено в 4 км к северу от предыдущего (см. рис. 3). Оно представляет собой жильное тело мощностью до 5 м, приуроченное к зоне дробления и расщепления анортозитов и лейкократовых габбро /Изох и др., 1984/. В юго-восточном контакте этого рудного тела анортозиты превращены в эпидот-хлорит-карбонатные метасоматиты. В отличие от предыдущего рудопроявления здесь постоянно в небольшом количестве встречается апатит, распределенный крайне неравномерно.

Ильменит-титаномагнетитовые руды имеют устойчивый минеральный состав. Они сложены титаномагнетитом и ильменитом с подчиненным количеством гематита, шпинели, пирита, пирротина и гидроокислов железа. Преобладает титаномагнетит со сложными структурами распада /Изох и др., 1984/. Эти руды характеризуются высоким содержанием титана (табл. 5), что определяется широким развитием самостоятельных выделений ильменита. Обращает на себя внимание низкое содержание в рудах этого типа фосфора, что в целом не свойственно позднемагматическим рудам, связанным с анортозитовыми комплексами. Вместе с тем известно, что в таких рудах отмечаются переходы от апатит-содержащих разновидностей к безапатитовым /Ленников, 1968/. Последние более устойчивы к процессам выветривания и лучше сохраняются в коренном залегании.

Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды (типа нельсонитов) обнаружены только в Мустулинском массиве, где они прослежены на восточном склоне горы Муст-Ула в свалах среди измененных крупнозернистых анортозитов. Протяженность рудной зоны около 800 м. Коренных выходов самих руд не обнаружено, в связи с чем нельзя оценить форму и размеры рудных тел. Руды нельсонитов имеют следующий минеральный состав: титаномагнетит, ильменит, апатит, герцинит, ульвошпинель, гематит, пирит, пирротин, халькопи-

Таблица 5. Химический состав оруденелых пород и руд габбро-анортозитовой формации Монголии

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.п.	P ₂ O ₅	Сумма
Оруденелые породы														
1	П5354	29,50	5,72	4,40	16,69	19,32	0,24	14,64	4,99	0,16	0,50	4,57	0,04	100,77
2	П5354е	26,40	6,46	3,10	24,23	17,60	0,23	15,80	0,35	0,16	0,67	4,37	0,04	99,41
3	П5354г	25,00	6,22	4,90	23,04	17,60	0,22	16,14	1,10	0,16	0,67	5,35	0,05	100,45
4	И1473	22,80	7,96	11,70	21,34	19,04	0,21	4,35	6,57	0,27	1,00	4,71	0,44	100,39
5	И1789	36,50	15,98	10,70	0,46	19,11	0,36	5,18	9,31	1,27	0,50	1,04	0,05	100,46
6	8230	40,20	5,84	11,60	2,76	15,87	0,43	4,36	12,05	1,55	1,13	2,76	1,98	100,53
Ильменит-титаномагнетитовые руды														
7	7881	15,10	12,70	9,30	27,84	23,06	0,21	2,85	3,29	0,34	1,00	3,28	0,22	99,19
8	7938	5,90	16,22	7,90	34,23	30,03	0,20	1,62	0,70	0,25	1,00	2,14	-	100,19
9	7944	5,80	16,82	8,60	29,29	33,41	0,21	2,02	0,60	0,25	1,00	2,57	-	100,57
Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды														
10	7273	8,70	13,00	5,30	29,44	23,00	0,21	1,26	8,89	0,08	0,14	3,46	6,60	100,00
11	7272	5,80	12,20	4,30	33,31	26,45	0,21	1,56	8,89	0,08	0,17	0,24	6,70	99,92

Примечание. 1-4 - Мустулинский массив; 1-3 - рудные перидотиты, 4 - рудный пироксенит; 5, 6 - Ходжулин-гольский массив, рудные габбро; 7-11 - Мустулинский массив, руды. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

рит. Наиболее широко распространены титаномагнетит, ильменит. Апатит распределен крайне неравномерно. Руды этого типа характеризуются высокими содержаниями титана и фосфора (см. табл. 5).

Габбро-анортозитовые массивы Монголии обладают геологическим положением, внутренним строением, составом и рудной минерализацией, характерными для автономных анортозитовых ассоциаций. Таким образом, намечается новая провинция докембрийских анортозитовых массивов с комплексными апатит-ильменит-титаномагнетитовыми рудами. Наличие в данном регионе массивов автономных анортозитов служит подтверждением того, что протерозойские выступы Северного мегаблока Монголии являются продолжением протерозойского складчатого обрамления Сибирской платформы и представляют собой реликт единого раннедокембрийского суперконтинента, разрушенного последующими тектоническими процессами /Тектоника..., 1974; Яншин и др., 1984/.

Метагаббродиабазовая формация

К этому формационному типу отнесены небольшие интрузии, дайко- и силлоподобные тела, широко распространенные среди метаморфических пород Цэлского выступа докембрийского основания в структурах Юго-Западной Монголии, в западной и центральной частях Дзабханской зоны, а также в северной части хр. Хан-Хухэй.

В районе сомона Цэл габброамфиболиты, амфиболиты и метадиабазы выделены под названием гашуннурского комплекса /Митрофанов и др., 1981; Козаков, 1986/. Метабазиты образуют мощный дайковый пояс, состоящий из оближенных параллельных даек шириной от 1 до 10 м и располагающийся среди метаморфических пород джиргалантского комплекса. Интрузивные контакты метадиабазов с вмещающими гнейсами наблюдаются редко, так как затушеваны складчатостью и рассланцовкой. Иногда устанавливаются небольшие интрузивные тела различной формы, в которых отсутствуют дифференцированность и расслоенность. К востоку от сомона Цэл среди кристаллических сланцев и гнейсов расположено кольцеобразное интрузивное тело метагаббро гашуннурского комплекса (рис. 11). В восточной части этого тела габброиды отчетливо секут кристаллические сланцы и содержат их ксенолиты. Сами базиты интенсивно рассланцованы и метаморфизованы. Метаморфизм дайкового комплекса достигал фации альмандиновых амфиболитов и проявился неоднократно /Митрофанов и др., 1981/.

В Дзабханской зоне в междуречье Дзабхан и Хунгуй-Гол В.А. Самозванцев и Т.П. Хюпшенен описали среднерифейские метагаббро, локализованные в зеленосланцевых толщах. Метагаббро и амфиболиты образуют согласные или субсогласные тела мощностью от 10 до 300-500 м. В некоторых случаях установ-

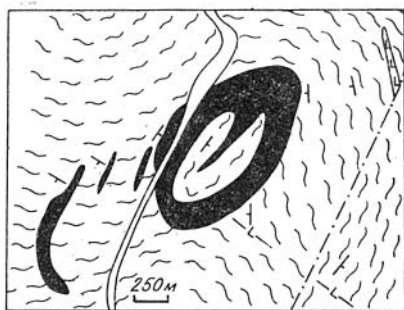


Рис. 11. Интрузивные тела габбро-амфиболов гашуннурского комплекса в Цэлском докембрийском выступе.
 1 - четвертичные отложения;
 2 - кристаллические сланцы; 3 - дайки гранатовых амфиболитов; 4 - габброамфиболиты гашуннурского комплекса; 5 - элементы залегания сланцеватости; 6 - тектонические нарушения.

Рис. 12. Химический состав пород габброамфиболитовой и анортозит-пироксенит-габбровой формаций в координатах а-в.

1, 2 - гашуннурский комплекс: 1 - дайки, 2 - интрузивные тела; 3 - анортозит-пироксенит-габбровый интрузив в Бодончинском блоке / по И.К. Козакову, 1986/.

лены интрузивные контакты базитов с вмещающими сланцами. В свою очередь, они прорываются и мигматизируются средне-верхнерифейскими гранитоидами.

На северном склоне хр. Хан-Хухэй в междуречье Дзун-Турун-Гол и Барун-Турун-Гол среди протерозойских кристаллических сланцев и гнейсов тэсской свиты встречаются небольшие тела габбро-амфиболитов, залегающих согласно с общей структурой вмещающих метаморфических пород. Среди габброамфиболитов встречаются ксенолиты сланцев, поэтому можно предполагать их интрузивную природу. Кроме того, в центральных частях крупных тел отмечаются массивные метабазиты с реликтами офитовой структуры. Дифференцированность или расслоенность отсутствуют. Очевидно, как и в случае гашуннурского комплекса, мы имеем дело с докембрийским субвулканическим комплексом габбродиабазового типа, метаморфизованного в эпидот-амфиболитовой фации. С некоторыми телами амфиболитов хр. Хан-Хухэй Д. Тогтохом установлены проявления медной минерализации, не имеющие практического значения.

К этому формационному типу, вероятно, относятся небольшие тела амфиболовых габбро, габброамфиболитов и амфиболитов, расположенных в районе медного рудопроявления Ожут-Тологой, находящегося в зоне сочленения Северосонгинского и Хан-Хухэйского докембрийских выступов /Меднорудные формации..., 1985/. Габбро и габбродиабазы, метаморфизованные до амфиболитов, образуют линзовидные небольшие тела, согласные со структурами вмещающих их верхнепротерозойских метаморфических пород. Метабазиты относятся в этом районе к первой фазе сонгинского позднепротерозойского комплекса. Меднорудная минерализация пространственно ассоциирует с телами глубоко переработанных габброидов; при этом необходимо учитывать, что кроме позднепротерозойских габброамфиболитов в пределах рудопроявления нами установлены небольшие интрузивные тела пикритовых долеритов позднепалеозойского возраста. Не исключено, что именно пикритовые интрузии являются продуктивными в отношении медного оруденения.

Метабазиты рассланцованы и метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, поэтому их первичные петрографические особенности и минеральный состав затушеваны. В некоторых метабазитах отмечаются реликты офитовой структуры. В дайках гашуннурского комплекса иногда устанавливается порфировая структура /Митрофанов и др., 1981/. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом. Минеральный состав метабазитов довольно устойчив.

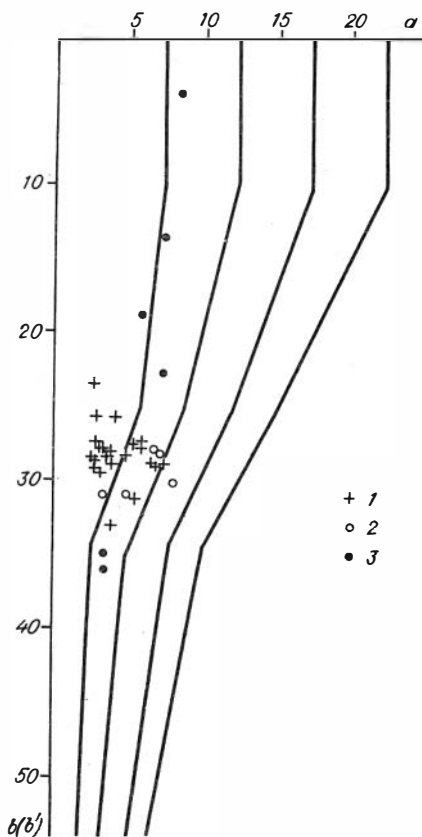


Таблица 6. Химические составы габброамфиболитов хр. Хан-Хухэй и района сомона Цэл

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.п.	P ₂ O ₅	Сумма
1	П6503	46,56	1,81	17,15	10,44	0,17	9,53	8,24	1,54	0,32	3,99	0,19	99,94
2	П6504	43,94	3,08	12,70	13,18	0,18	10,15	11,49	0,79	0,35	2,37	1,80	100,03
3	П6520	49,53	0,92	15,26	9,54	0,17	9,02	12,79	1,83	0,13	0,62	0,13	99,94
4	П6521	48,24	0,92	15,83	9,77	0,17	9,22	13,66	1,54	0,12	0,33	0,22	100,02
5	П6522	49,05	0,79	16,01	8,77	0,16	9,62	13,34	1,56	0,14	0,35	0,22	100,01
6	П6523	49,49	0,69	15,38	9,06	0,17	9,67	13,23	1,57	0,15	0,40	0,20	100,01
7	П6524	49,01	0,92	15,29	9,75	0,17	8,95	13,04	1,96	0,18	0,51	0,23	100,01
8	П6528	48,39	0,95	15,42	10,40	0,18	9,22	13,23	1,52	0,14	0,33	0,23	100,01
9	П6529	48,37	0,81	15,72	9,69	0,17	10,37	10,76	1,09	0,12	0,67	0,22	97,99
10	П6530	49,69	0,66	15,50	8,29	0,16	10,09	12,71	1,92	0,17	0,62	0,20	100,01
11	П6531	49,68	0,63	15,71	7,69	0,16	10,03	13,97	1,22	0,15	0,57	0,21	100,02
12	П6533	48,39	0,74	15,67	9,18	0,17	9,34	14,13	1,44	0,13	0,59	0,22	100,00
13	П6541	50,50	0,82	15,41	8,74	0,18	9,04	13,16	1,31	0,17	0,43	0,22	99,98
14	П6542	47,97	0,91	15,31	11,78	0,19	9,07	10,89	1,60	0,22	1,85	0,17	99,96
15	П6543	47,57	0,95	14,58	12,86	0,20	9,67	10,24	1,76	0,19	1,82	0,13	99,97
16	П6526	48,45	0,88	15,12	10,39	0,18	9,26	14,10	0,78	0,11	0,53	0,21	100,01
17	И4447	46,99	1,35	16,06	12,59	0,17	8,92	11,03	1,83	0,17	0,70	0,21	100,02
18	И4448	46,82	1,32	16,30	12,35	0,17	8,91	11,21	1,74	0,19	0,80	0,20	100,01
19	И4450	47,02	1,39	16,03	12,43	0,18	8,94	11,12	2,07	0,17	0,46	0,21	100,02
20	И4458	47,35	1,17	16,46	11,49	0,18	9,57	11,06	1,99	0,16	0,37	0,21	100,01
21	И4460	47,53	1,39	16,78	11,19	0,17	8,22	11,71	2,12	0,19	0,46	0,24	100,00

Примечание. 1-16 - хр. Хан-Хухэй; 1, 2 - амфиболиты с Хярынуурского медного рудопоявления в 12,7 км к востоку от сомона Цаган-Хайран, правобережье р. Хангиацагайн-Гол; 3-12, 16 - габброамфиболиты в правобережье р. Дзун-Турун-Гол; 13-15 - габброамфиболиты в левобережье р. Шантайн-Гол; 17-21 - кольцевая дайка габброамфиболитов к востоку от сомона Цэл. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом в кабинете петрохимии ИГиГ СО АН СССР. Аналитики В.Б. Василенко, Л.Д. Холодова. Железо приведено в окисной форме.

Таблица 7. Средние составы докембрийских габброамфиболитов

№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	14	$\frac{49,3}{0,7}$	$\frac{0,83}{0,11}$	$\frac{15,6}{0,3}$	$\frac{8,8}{1,4}$	$\frac{9,6}{0,5}$	$\frac{12,9}{1,2}$	$\frac{1,52}{0,4}$
2	23	$\frac{50,6}{1,3}$	$\frac{1,46}{0,44}$	$\frac{16,0}{1,2}$	$\frac{10,9}{1,5}$	$\frac{7,5}{1,3}$	$\frac{10,9}{1,3}$	$\frac{1,79}{0,7}$
3	6	$\frac{50,2}{1,1}$	$\frac{1,50}{0,15}$	$\frac{15,0}{0,1}$	$\frac{12,1}{1,1}$	$\frac{7,6}{1,0}$	$\frac{10,2}{0,7}$	$\frac{2,6}{0,8}$
4	5	$\frac{47,4}{0,2}$	$\frac{1,33}{0,09}$	$\frac{16,4}{0,3}$	$\frac{10,9}{0,6}$	$\frac{9,0}{0,5}$	$\frac{11,3}{0,3}$	$\frac{1,96}{0,16}$
5	11	$\frac{50,7}{2,6}$	$\frac{1,05}{0,57}$	$\frac{16,3}{1,5}$	$\frac{9,6}{1,8}$	$\frac{8,2}{2,3}$	$\frac{10,3}{2,4}$	$\frac{2,38}{0,8}$

Окончание табл. 7

№ п/п	Число анализов	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	14	$\frac{0,15}{0,03}$	$\frac{0,20}{0,03}$	$\frac{3,5}{0,7}$	$\frac{31,5}{0,8}$	$\frac{93,7}{1,3}$	$\frac{-3,0}{1,8}$	$\frac{34,0}{3,4}$
2	23	$\frac{0,36}{0,34}$	$\frac{0,19}{0,09}$	$\frac{4,5}{1,8}$	$\frac{28,0}{2,0}$	$\frac{89,1}{5,1}$	$\frac{0,4}{5,8}$	$\frac{45,0}{7,0}$
3	6	$\frac{0,24}{0,07}$	$\frac{0,10}{0,02}$	$\frac{6,0}{1,8}$	$\frac{29,5}{1,4}$	$\frac{94,1}{1,3}$	$\frac{-4,0}{3,4}$	$\frac{47,4}{3,9}$
4	5	$\frac{0,18}{0,01}$	$\frac{0,21}{0,02}$	$\frac{4,6}{0,4}$	$\frac{31,0}{0,7}$	$\frac{94,4}{0,7}$	$\frac{-6,9}{0,6}$	$\frac{40,5}{1,6}$
5	11	$\frac{0,74}{0,55}$	$\frac{0,16}{0,13}$	$\frac{6,3}{2,4}$	$\frac{27,8}{5,1}$	$\frac{84,2}{9,6}$	$\frac{-3,8}{7,3}$	$\frac{40,2}{12,2}$

Примечание. 1 - габброамфиболиты хр. Хан-Хухэй, междуречье Барун-Турун-Гола и Дзун-Турун-Гола; 2-4 - гашуннурский комплекс: 2 - метадиабазы, дайки, 3 - метадиабазы, метаамфиболиты, интрузивные тела, 4 - кольцевая дайка в 15 км к востоку от сомона Цэл; 5 - габброамфиболиты междуречья Дзабхана и Хунгуй-Гола.

Они сложены зональным плагиоклазом невысокой основности (30-52% Ан) и бледно-зеленым актинолитовым амфиболом. В подчиненном количестве присутствуют магнетит, эпидот и хлорит. Иногда отмечается повышенное количество апатита, что в целом не характерно для габброидов этого типа.

Петрохимическая характеристика метабазитов основывается главным образом на материалах Ф.П. Митрофанова и И.К. Козакова /Митрофанов и др., 1981; Козаков, 1986/, дополненные нашими данными по амфиболитам хр. Хан-Хухэй (табл. 6). Интрузивные образования гашуннурского комплекса и метабазиты хр. Хан-Хухэй и Дзабханской зоны не дифференцированы и практически не различаются по составу (табл. 7). Они представлены только мафитовой груп-

пой, которая характеризуется умеренно меланократовым низкощелочным (рис.12), умеренно магниевым, весьма высоконатриевым, умеренно глиноземистым, низкотитанистым уклонами. Особенности состава типичны для габбродиабазового формационного типа.

Интрузивные метабазиты гашуннурского комплекса характеризуются по сравнению с дайками меньшей глиноземистостью (табл. 7) при том же уровне меланократовости. Метабазиты кольцевой интрузии более глиноземистые и меланократовые (см. табл. 6). В целом для метабазитов устанавливается слабая положительная корреляция магния и глинозема, что не характерно для дифференцированных габброидных интрузий. Амфиболиты относятся к разряду крайне низкофосфористых базитов, при этом слабо проявлена положительная корреляция титана и фосфора, которая отсутствует в отдельных интрузивных телах. По мнению некоторых авторов, рифейские метабазиты фиксируют начало деформации до рифейского фундамента, предшествующей формированию океанической коры в Монголии /Кележинская и др., 1985/. В то же время по геологической позиции и особенностям состава метабазиты гашуннурского комплекса близки к габбродиабазовым ассоциациям каледонских офиолитов /Митрофанов и др., 1981/. В районе сомона Цэл дайки и интрузивные тела метабазитов прорывают древние сильно метаморфизованные габброиды и гипербазиты /Козаков, 1986/, а в Бодончинском блоке докембрийского основания прорываются раннескладчатые дифференцированными габброидами, которые можно относить к рифейской анортозит-пироксенит-габбровой ассоциации.

Анортозит-пироксенит-габбровая формация

К рифейской дифференцированной анортозит-пироксенит-габбровой ассоциации относятся небольшой габброидный массив, выявленный И.К. Козаковым /1986/ в Бодончинском блоке докембрийского основания в структурах Монгольского Алтая, и фрагмент дифференцированного массива в Западном Хан-Хухэе.

В Бодончинском блоке раннескладчатый дифференцированный габброидный массив прорывает метадиабазы гашуннурского комплекса и прорывается жилами мусковитовых пегматитов /Козаков, 1986/. Расслоенная серия интрузива сложена лейкократовыми габбро, габбро и меланократовыми габбро, приближающимися к пироксенитам. Отмечаются горизонты анортозитов. Преобладают в составе расслоенной серии лейкократовые габброиды, что связано, вероятно, с высокой глиноземистостью расплава. Габброиды интенсивно метаморфизованы. Первичный минеральный парагенезис замещен актинолитом, встречается наложенный биотит. Устанавливаются реликты клинопироксена и бурого амфибола. Плагиоклаз - зональный, представлен андезин-лабрадором. Структура пород габбро-офитовая, местами пойкилофитовая.

Габброиды характеризуются высокой глиноземистостью, низкой щелочностью (см. рис. 12), крайне низкой фосфористостью (0,02) и низкой титанистостью /Козаков, 1986/. Отчетливо проявлен пироксен-плагиоклазовый тренд дифференциации.

Аналогичный по составу дифференцированный габброидный интрузив обнаружен нами в Западном Хан-Хухэе в районе пер. Мариан-Даба. Это крупный фрагмент дифференцированного сильно амфиболизированного габброидного массива среди лейкократовых существенно калишпатовых гранитов. В габброидном массиве отчетливо проявлена тонкая ритмичная расслоенность с чередованием лейко- и меланократовых габбро вплоть до анортозитов и пироксенитов. Переходы между отдельными дифференциатами постепенные. В составе расслоенной серии преобладают лейкократовые базиты. Габброиды метаморфизованы в эпи-

Таблица 8. Химический состав анортозит-пироксенит-габбровой ассоциации хр. Хан-Хухэй

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
Меланогаббро													
1	И4076	43,44	0,11	17,13	9,79	0,17	14,31	13,31	0,55	0,14	0,87	0,16	99,98
2	И4075	44,68	1,19	17,99	15,41	0,18	6,23	12,38	1,1	0,12	0,57	0,16	100,01
3	И4066А	43,22	0,08	18,85	8,71	0,16	13,55	12,60	0,87	0,09	0,17	1,71	100,01
Лейкогаббро													
4	И4069	45,81	0,16	19,90	6,14	0,16	9,17	16,60	0,96	0,09	0,77	0,20	99,96
5	И4066	43,98	0,10	21,11	6,86	0,16	10,74	14,86	0,73	0,09	1,14	0,20	99,97
6	И4066Б	43,13	0,07	22,80	6,69	0,16	10,14	14,94	0,93	0,07	0,86	0,18	99,97
7	И4072	46,03	0,10	26,08	3,41	0,15	4,80	17,37	0,88	0,10	0,82	0,23	99,97
8	И4070-1	45,18	0,08	26,82	3,97	0,15	5,23	16,41	1,16	0,09	0,70	0,21	100,00
Анортозиты													
9	И4071	44,50	0,04	29,98	2,90	0,14	3,43	17,07	1,01	0,08	0,58	0,25	99,98
10	И4070	44,19	0,03	33,41	0,90	0,14	0,70	18,56	0,87	0,07	0,89	0,22	99,98

Примечание. Анализы выполнены рентгенфлуоресцентным методом в кабинете петрохимии ИГиГ СО АН СССР. Аналитики В.Б. Василенко, Л.Д. Холодова. Железо приведено в окисной форме.

дот-амфиболитовой фации. Участками проявлено ороговикование, связанное с гранитоидами. Темноцветные минералы замещены агрегатом актинолита, эпидота, хлорита и зеленой шпинели. В некоторых случаях встречаются реликты клинопироксена и бурого амфибола. Плаггиоклаз незональный и отвечает по составу лабрадору (55–60 % Ан).

Метаморфизованные дифференцированные габброиды хр. Хан-Хухэй близки по составу к раннескладчатым габброидам Бодончинского блока (табл. 8). В целом интрузив характеризуется высокой глиноземистостью, низкой щелочностью, крайне низкой титанистостью, низкой фосфористостью. Отчетливо выражен тренд изменчивости состава, связанный с фракционированием плаггиоклаза и клинопироксена. В отличие от дифференцированных габброидов Бодончинского блока здесь устанавливается более высокий уровень глиноземистости.

Глава II

КАЛЕДОНСКИЕ ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В этой главе рассмотрены габброидные магматические формации каледонского тектономагматического цикла. Наиболее ранними являются базиты, входящие в состав раннепалеозойских офиолитовых ассоциаций. Впервые установлено, что габброиды офиолитовых ассоциаций относятся к различным формационным типам. К Дагандельской зоне приурочены дифференцированные дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые интрузивы (см. рис. 1). В этой же офиолитовой ассоциации, а также в Баянхонгорской зоне развиты анортозит-вебстерит-габброноритовые интрузивы, которые можно рассматривать в качестве комагматов раннепалеозойской бонинитовой вулканической ассоциации. Эти габброидные формации отвечают геосинклинальной (островодужной) стадии развития земной коры. Орогенной (переходной) стадии отвечают широко проявленные в Озерной зоне перидотит-пироксенит-габброноритовые интрузивы, которые в отличие от офиолитовых интрузивов распространяются и на докембрийские блоки. В Северной Монголии этому этапу отвечают массивы клинопироксенит-габбровой титаноносной формации. Завершается базитовый магматизм каледонского цикла формированием габбромонциодоритовых интрузивов, предшествующих калинатовым гранитным ассоциациям.

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация

Данная формация в Западной Монголии представлена Джаргалантуйским массивом в центральной части хр. Хан-Хухэй, массивом горы Онца-Ула в Дзабханской зоне, а также габброидами, входящими в состав офиолитовой ассоциации хр. Дарив в южной части Озерной зоны. При изучении офиолитов ритмичное чередование дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро рассматривается в качестве кумулятивного (полосчатого) комплекса, расположенного стратиграфически выше реститового дунит-гарцбургитового комплекса /Колман, 1979/. Исследователи офиолитов Западной Монголии описывают постепенный переход от дунит-гарцбургитового комплекса к кумулятивному /Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Зоненшайн и др., 1985/. В работах Г.В. Пинуса с соавторами на основании многочисленных наблюдений прорывания альпинотипных гипербазитов габброидами обосновывается неприменимость модели стратифицированного строения офио-

литов. Эти авторы рассматривают верлиты и клинопироксениты в качестве реакционных образований, возникших при взаимодействии базитовой магмы с гипербазитами /Пинус и др., 1984/. Геологические, петрографические и петрохимические данные показывают, что дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс – крупный фрагмент раннегеосинклинальных дифференцированных интрузивов /Агафонов и др., 1987/. Интрузивы этого комплекса не всегда обнаруживаются в офиолитовых зонах МНР. Они описаны в Хантайширской, Даривской, Ханхухэйской и Шишхидгольской офиолитовых ассоциациях /Пинус и др., 1984/. Кроме того, интрузивы этого типа встречаются вне офиолитовых зон среди метаморфических пород, например в массиве горы Онца-Ула и Пограничном массиве в Восточной Монголии. Породы рассматриваемого комплекса интенсивно метаморфизованы, а в офиолитовых зонах тектонизированы, что затрудняет их интерпретацию в качестве дифференцированных ультрабазит-базитовых интрузивов. В некоторых случаях, например в Пограничном массиве, устанавливается зональное внутреннее строение интрузивов, причем ультраосновные породы – дуниты и верлиты – приурочены к внутренним частям массива.

В южной части Озерной зоны в составе офиолитовой ассоциации хр. Дарив полосчатый дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс надвинут на породы дунит-гарцбургитового комплекса /Хераскова и др., 1985/. При изучении этого дифференцированного комплекса в районе колодца Баян-Нуруны-Аман-Худук установлена сложная последовательность магматических событий. Наиболее ранними являются дифференцированные ультрабазиты, пироксениты и габбро, в которых отчетливы кумулятивные и директивные структуры и ритмичная полосчатость. В нижней части разреза в основании ритмов расположены серпентинизированные дуниты, сменяющиеся верлитами и клинопироксенитами. Заканчиваются ритмы небольшими горизонтами амфиболизированных лейкократовых габбро. В пределах ритма переходы между всеми типами пород постепенные. В верхних частях разреза в основании ритмов располагаются клинопироксениты и, возможно, оливиновые клинопироксениты, которые вверху сменяются мелано- и лейкократовыми габбро с тонкой ритмичной расслоенностью (рис. 13, а, б). В этой части разреза встречаются небольшие линзы и горизонты анортозитов, которые приурочены к лейкократовым габбро. Иногда в расслоенной серии среди мезократовых и меланократовых габбро встречается тонкая рассеянная вкрапленность титаномагнетита и сульфидов (рис. 13, б).

Расслоенные габброиды и ультрамафиты прорваны многочисленными инъекциями и жилами плагиогранитов и тоналитов, а также дайками основного состава (рис. 13, в, г). Последние обычно рассматриваются в качестве дайкового комплекса офиолитовой ассоциации /Хераскова и др., 1985/. Среди многочисленных даек основного состава выделяются догранитные сильно расщепленные катаклазированные и метаморфизованные дайки габбродиабазов, плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, послегранитные дайки диабазов и амфиболовых лампрофиров, а также послескладчатые, неметаморфизованные дайки биотитовых лампрофиров (рис. 13, г). Вряд ли целесообразно и правомерно рассматривать все это многообразие даек в качестве единого офиолитового дайкового комплекса.

Джаргалантуйский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый массив расположен в центральной части хр. Хан-Хухэй /Агафонов и др., 1987/. Нами изучалась юго-восточная существенно габброидная часть этого массива. Массив приурочен к Ханхухэйскому глубинному разлому. Он разбит на многочисленные блоки, поэтому реконструировать его внутреннее строение не представляется возможным. С вмещающими породами массив имеет тектонические контакты. К северу за Ханхухэйским разломом располагаются метаморфические толщи, относимые к эрзинскому и морэнскому архейским комплексам /Митрофанов и др., 1981/. В южной части массива расположены венд-нижнекембрийские отложения

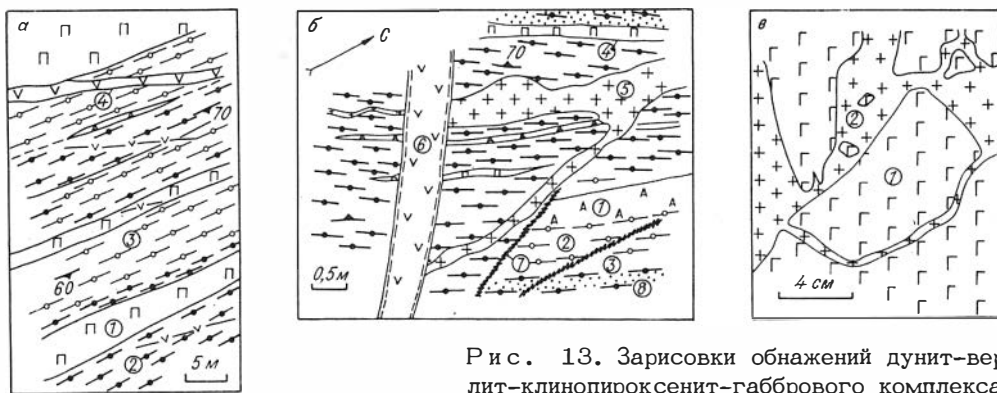
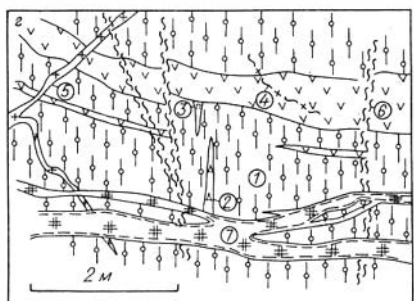


Рис. 13. Зарисовки обнажений дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса хр. Дарив.



а - характер расслоенности: 1 - клинопироксениты, 2 - меланократовые габбро, 3 - лейкократовые габбро, 4 - дайки диабазов; б - взаимоотношения дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса с плагиогранитами и дайками основного состава: 1-4 - расслоенная серия (1 - анортозиты, 2 - лейкократовые габбро, 3 - меланократовые габбро, 4 - клинопироксениты и верлиты), 5 - плагиограниты, 6 - амфиболовые лампрофилы, 7 - зоны рассланцевания и эпидотизации, 8 - мезо- и меланократовые габбро с обильной вкрапленностью магнетита и сульфидов; в - ксенолиты габбро (1) в плагиогранитах (2); г - взаимоотношения даек основного состава: 1 - лейкократовые габбро, 2 - анортозиты, 3 - пироксениты, 4 - габбродиабазы, 5 - плагиограниты, 6 - зоны рассланцевания, 7 - биотитовые лампрофилы.

ханхухэйской свиты, причем в юго-западном блоке установлено, что мелкозернистые габбродиабазы, аналогичные нижнекембрийскому габбродиорит-диабазовому комплексу, прорывают дифференцированные габброиды и ультрамафиты Джаргалантуйского массива.

В Джаргалантуйском массиве расслоенность обусловлена ритмичным чередованием аподунитовых серпентинитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро. В составе расслоенной серии преобладают ультрабазиты и пироксениты. В свою очередь, среди ультрамафитов преобладают верлиты, минеральный состав которых варьирует от богатых оливином разновидностей, приближающихся по составу к дунитам, до оливинсодержащих клинопироксенитов. Встречаются плагиоклазосодержащие верлиты. Л.В. Агафонов и др. /1987/ описали разрез одного из ритмов среди дифференцированных габброидов. Основание ритма представлено бесплагиоклазовым верлитом (20 см), который постепенно сменяется плагиоклазосодержащими верлитами (20 см). Выше по разрезу расположен горизонт клинопироксенитов (10 см), переходящий в верхней части в лейкогаббро. В породах Джаргалантуйского массива отсутствует ортопироксен. В то же время в верлитах и клинопироксенитах широко распространена высокоглиноземистая шпинель в ассоциации с клинопироксеном, что указывает на кристаллизацию мелабазитового расплава в глубинных условиях.

Л.В. Агафонов и С.И. Ступаков в Джаргалантуйском массиве установили коренное проявление хромитовой минерализации, которая приурочена к чередованию оливинсодержащих плагио- и клинопироксенитов.

Таблица 9. Средние составы групп пород дунит-вердит-клинопироксенит-габровой формации Монголии

№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	5	47,7 2,9	0,15 0,03	2,8 1,4	8,5 2,0	29,4 4,3	10,3 4,3	0,39 0,10	0,09 0,01	He обн.	0,8 0,2	54,9 3,0	86,0 4,1	-16,3 6,0	13,9 2,3
2	6	47,5 2,1	0,14 0,04	12,0 2,0	6,7 0,6	16,8 2,2	15,2 1,7	0,67 0,2	0,67 0,6	"	2,2 1,0	42,3 3,5	65,8 18,9	-12,1 3,5	18,2 2,6
3	6	48,6 3,7	0,21 0,07	16,9 3,0	5,9 0,6	10,8 1,7	15,7 0,8	1,2 0,6	0,4 0,3	"	3,2 1,4	32,8 2,3	80,6 9,9	-7,0 9,8	23,9 5,4
4	8	43,9 2,5	0,10 0,12	3,7 2,9	10,3 3,3	35,1 8,3	5,9 4,8	0,15 0,15	0,08 0,04	0,02 0,02	0,4 0,3	58,3 4,5	53,9 34,4	-23,5 5,5	14,7 6,4
5	5	50,8 0,8	0,13 0,07	3,8 0,7	4,1 0,7	19,6 1,9	20,8 1,6	0,41 0,4	0,11 0,09	He обн.	0,9 0,9	49,8 1,5	82,7 6,4	-8,1 0,9	10,6 2,5
6	9	46,2 2,0	0,63 1,0	16,3 3,9	7,5 3,2	12,3 3,8	14,6 2,7	1,09 0,62	0,22 0,15	0,22 0,10	2,7 1,4	35,6 4,7	81,6 24,1	-10,3 3,6	25,9 10,7
7	3	51,9	1,61	15,6	12,2	4,9	8,2	3,1	1,24	0,38	8,7	24,2	81,1	-1,8	59,8
8	6	44,4 2,0	0,14 0,05	2,9 1,2	10,0 1,5	37,0 1,7	4,3 1,0	0,18 0,6	0,09 0,05	0,03 0,02	0,4 0,3	58,8 2,1	76,0 4,5	-23,4 3,8	13,1 2,5
9	3	50,5	0,41	4,8	7,0	20,3	16,1	0,41	0,09	0,02	0,9	48,5	87,2	-7,4	16,0
10	13	49,1 2,8	0,50 0,4	16,5 2,7	7,1 2,1	11,2 2,7	13,2 2,8	1,45 0,8	0,51 0,5	0,05 0,04	3,8 2,1	32,0 5,6	83,0 9,3	-6,4 5,4	26,4 7,3
11	3	34,9	3,05	14,9	24,4	9,1	11,4	0,29	0,26	0,01	1,1	44,9	62,7	-23,9	60,1

Примечание. Массивы: 1-3 - Даривский, 4-7 - Джаргалантуйский, 8-11 - Ондаулунский. Группы пород: 1, 4, 8 - ультрамафитовая, 2, 5, 9 - субультрамафитовая, 3, 6, 10 - мафитовая, 7 - габбродиабазовая, 11 - габброиды, обо-
41 гашенные титаномагнетитом.

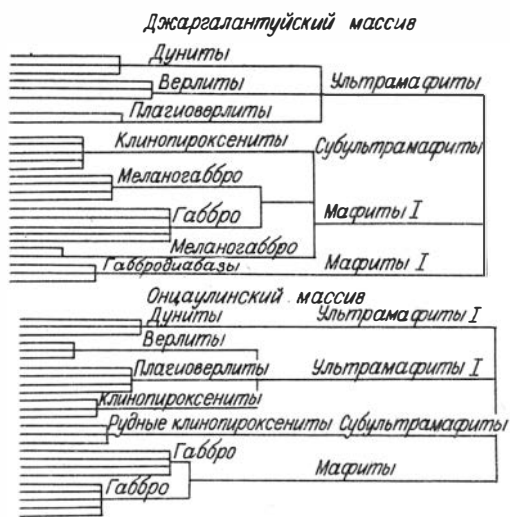


Рис. 14. Кластерная дендрограмма пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации.

Онцаулинский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый массив расположен в Дзабханской зоне в 10 км к западу от сомона Сант-Маргац. Этот дифференцированный массив выявлен В.А. Самозванцевым и изучен Л.В. Агафоновым, С.И. Ступаковым и Ф.П. Лесновым /Агафонов и др., 1987/. Массив локализован в рифейской зеленосланцевой толще и приурочен к системе разломов северо-восточного простирания. Расслоенная серия массива сложена ритмично переслаивающимися аподунитовыми серпентинитами, верлитами, клинопироксенитами и габбро.

Массив прорывается средне-, мелкозернистыми субодитовыми габбро повышенной титанистости и щелочности, которые, вероятно, относятся к раннепалеозойской габбродиорит-диабазовой формации (табл. 9).

Петрохимическая характеристика данной формации основывается на материалах Л.В. Агафнова и Е.В. Хаина, а также наших данных по Джаргалантуйскому интрузиву. Анализ имеющихся петрохимических выборок с проверкой на неоднородность с использованием кластерного анализа (программа КЛАН-3 /Абрамов и др., 1976/) позволяет в каждом массиве выделить несколько групп пород, различающихся по вещественному составу и имеющих минимумы в признаковом пространстве. Наиболее устойчиво по главным петрохимическим параметрам (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O) выделяются ультрамафитовая, субультрамафитовая, мафитовая группы пород (рис. 14). Ультрамафитовая группа объединяет дуниты, верлиты и плагюверлиты, которые также имеют дискретность в признаковом пространстве, хорошо согласующуюся с петрохимическим составом пород данной ассоциации. Субультрамафитовая группа объединяет клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты, которые в Онцаулинском массиве ближе к верлитам, а в Джаргалантуйском – к мафитам (см. рис. 14). Мафитовая группа объединяет габбро и лейкогаббро, причем габбродиабазы, прорывающие эти массивы, резко отличаются по составу от мафитов расслоенной серии. Средние составы выделенных групп пород приведены в табл. 9. По набору групп пород и их вещественному составу рассматриваемая ассоциация Западной Монголии близка к дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного Урала /Петрология..., 1977; Магматические формации..., 1979/. В Алтае-Саянской складчатой области к ней относится Среднетерсинский габбропироксенит-дунитовый плутон /Пругов, 1971/, а также породы кумулятивного комплекса офиолитов Восточного Саяна /Добрецов и др., 1985/.

Мафиты дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации Монголии характеризуются крайне низкой щелочностью ($a < 3$), низкой титанистостью ($\text{TiO}_2 < 0,9\%$) и фосфористостью. Устанавливается высокая меланократовость ($b' = 32-35$). Субультрамафитовая группа, отвечающая по составу клинопироксениту, характеризуется низкими содержаниями титана, глинозема, щелочей и высокими – кальция и магния. В некоторых клинопироксенитах Онцаулинского массива уста-

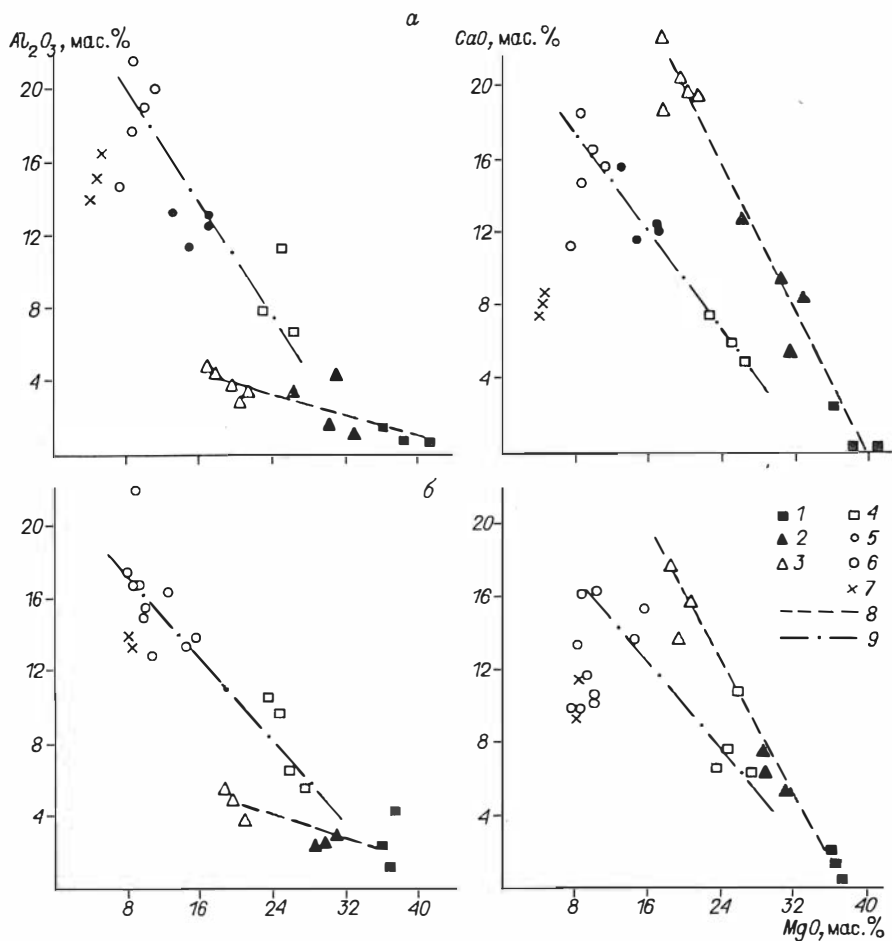


Рис. 15. Химический состав пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации в координатах $Al_2O_3 - MgO$; $CaO - MgO$ Джаргалантуйского (а) и Онцаулинского (б) массивов.

1 - дуниты; 2 - верлиты; 3 - клинопироксениты; 4 - плагиоверлиты; 5 - меланократовые габбро; 6 - габбро; 7 - габбродиабазы; 8, 9 - тренды дифференциации: 8 - оливин - клинопироксен; 9 - клинопироксен (оливин) - плагиоклаз.

навливаются высокие содержания титана и железа за счет широкого развития в них титаномагнетита. Ультрамафиты рассматриваемой ассоциации близки по составу к аналогичным породам дунит-гарцбургитовой формации, но имеют более высокую железистость ($F = 11-19\%$).

Анализ двойных диаграмм и, в частности $Al_2O_3 - MgO, CaO - MgO$, показывает, что в данной ассоциации устанавливается два тренда изменчивости состава пород (рис. 15). Один тренд объединяет дуниты, верлиты и клинопироксениты и характеризуется слабым возрастанием глинозема и резким увеличением кальциевости при уменьшении магниальности, что определяется количественными вариациями оливина и клинопироксена. Другой тренд объединяет плагиоверлиты, мелано- и лейкократовые габбро. Он определяется вариациями

количественных соотношений плагиоклаза и клинопироксена, поэтому для него характерно резкое возрастание содержания кальция и глинозема при уменьшении меланократовости.

Последовательность смены кумулюсных парагенезисов в расслоенных сериях рассмотренных массивов, их петрографический и петрохимический состав соответствуют последовательности кристаллизации меланобазитового или пикритового родоначального расплава в системе $Фo - Aн - Ди$ при давлении более 6,5 кбар, когда оливин-плагиоклазовая котектика сменяется котектикой клинопироксен - шпинель / Presnall, 1978/. С этой особенностью порядка кристаллизации согласуется высокая хромистость клинопироксенитов данной ассоциации и приуроченность хромитового оруденения к горизонтам оливиновых клинопироксенитов и пироксенитов.

Породам дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации присущи высокие содержания Ni, Co и Cr при низких концентрациях Cu и V. Установливается положительная корреляция Ni и Cr, что определяется вхождением никеля главным образом в оливин, а хрома в шпинель, которая широко проявлена в оливиносодержащих породах.

Рассмотренные массивы Западной Монголии в формационном плане близки к дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала. В одних массивах установлены проявления хромитовых руд, в других - повышенные концентрации титаномагнетита и сульфидов. Это позволяет предполагать перспективность данного формационного типа в отношении сопутствующей платиновой минерализации.

Вебстерит-анортозит-габброноритовая формация

Массивы этой формации распространены в Озерной зоне Западной Монголии и в ряде случаев входят в состав офиолитовых ассоциаций. В Алтае-Саянской области габброиды в ассоциации с альпинотипными гипербазитами известны давно /Пинус и др., 1958/, хотя изученность их остается слабой, что объясняется сильными постмагматическими изменениями основных пород. Однако геологическое положение этих габброидов определялось вполне однозначно - они считались наиболее молодыми в офиолитовых поясах на основании секущих контактов с основными эффузивами раннего кембрия и с породами дунит-гарцбургитового комплекса. Позднее, в связи с развитием идей плитной тектоники и представлений об офиолитовых поясах как фрагментах древней океанической коры /Пейве, 1969/, взгляды на геологическое строение офиолитов стали коренным образом пересматриваться. Наиболее полно эти новые представления изложены в работах Р. Колмана /1979/ и Е.Е. Лазько /1985/. Офиолиты рассматриваются как ассоциация основных и ультраосновных пород, находящихся в определенных стратиграфических соотношениях. В основании разреза залегает слой ультрабазитов, выше - существенно габброидный слой, представляющий собой чередование пород ультраосновного и основного состава. Габброиды перекрыты слоем параллельных даек основного состава, венчают разрез подушечные базальтоиды.

В работах Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина и др. строение офиолитов Западной Монголии интерпретируется в полном соответствии с изложенной выше схемой, т.е. они рассматриваются как стратифицированные образования, включающие слои различного состава от ультрабазитового до подушечных лав /Зоненшайн и др., 1985; Кузьмин, 1985/. Иные представления о строении офиолитов Западной Монголии отстаивают Г.В. Пинус и его последователи, которые подчеркивают, что габброиды слагают интрузивные тела, более поздние, чем альпинотипные гипербазиты, о чем свидетельствуют многочисленные инъекции

Рис. 16. Схема геологического строения Хантайширской офиолитовой зоны /по Пинусу и др., 1984; Зоненшайну и др., 1985/.

1 - рыхлые отложения кайнозоя; 2 - терригенные и вулканогенные отложения среднего - верхнего палеозоя; 3 - плагиограниты; 4 - поля развития даек основного состава; 5 - габбронориты и габбро с прослоями вебстеритов; 6 - пироксениты; 7 - дуниты, гарцбургиты, перцолиты, в том числе серпентинизированные; 8 - сланцы, яшмы, известняки нижнего кембрия; 9 - метабазальтоиды и туфы; 10 - вулканогенно-осадочные венд-кембрийские отложения Уланшандинской подзоны; 11 - докембрийские кристаллические сланцы Гоби-Алтайской подзоны. Обведен участок, детально изученный авторами.



габброидов в гипербазиты и ксенолиты ультраосновных пород в габброидах /Пинус и др., 1984/.

Нашими исследованиями охвачены Хантайширский и Баянхонгорский офиолитовые пояса, а также два габброидных массива в Озерной зоне, расположенных за пределами выделяемых офиолитовых поясов.

Хантайширский офиолитовый пояс расположен в западной части Озерной зоны. В его строении принимают участие вулканогенно-осадочные образования раннего кембрия, гипербазиты, габброиды и пироксениты, дайки основного состава (рис. 16). Характерны многочисленные разломы субширотного и северо-западного простирания, разбивающие породы на удлиненные блоки, что затрудняет выявление их возрастных взаимоотношений. Л.П. Зоненшайн и др. /1985/, изучавшие офиолиты хр. Хан-Тайшир, обнаружили в его строении полное соответствие "общемировой интерпретации офиолитов" и выделили следующие слои: 1) дуниты и гарцбургиты, 2) пироксениты, 3) пироксеновые габбро, 4) субпараллельные дайки диабазов, 5) подушечные лавы спилитов и диабазов. "Пироксеновые габбро" совместно с пироксенитами образуют расслоенную серию, залегающую на слое гипербазитов. Г.В. Пинус и др. /1984/, изучавшие этот же район, подчеркивают, что гипербазиты образуют крутозалегающие протрузивные тела, а интрузивы габброидного состава прорывают гипербазиты, причем на контакте этих пород в результате взаимодействия основной магмы с гипербазитами возникают реакционные пироксениты.

Нами изучен участок в верховье р. Уригал-Гол, примыкающий с юга к Наранскому гипербазитовому массиву (рис. 17). Габброиды здесь образуют несколько линзовидных в плане тел, вытянутых в субширотном направлении и залегающих среди эффузивов раннего кембрия и гипербазитов. Непосредственные контакты между габброидами и основными эффузивами ни в одном случае не наблюдались, однако вполне очевидно, что габброиды не образуют слоя, а скорее всего представляют собой субширотный пояс обособленных интрузивных тел.

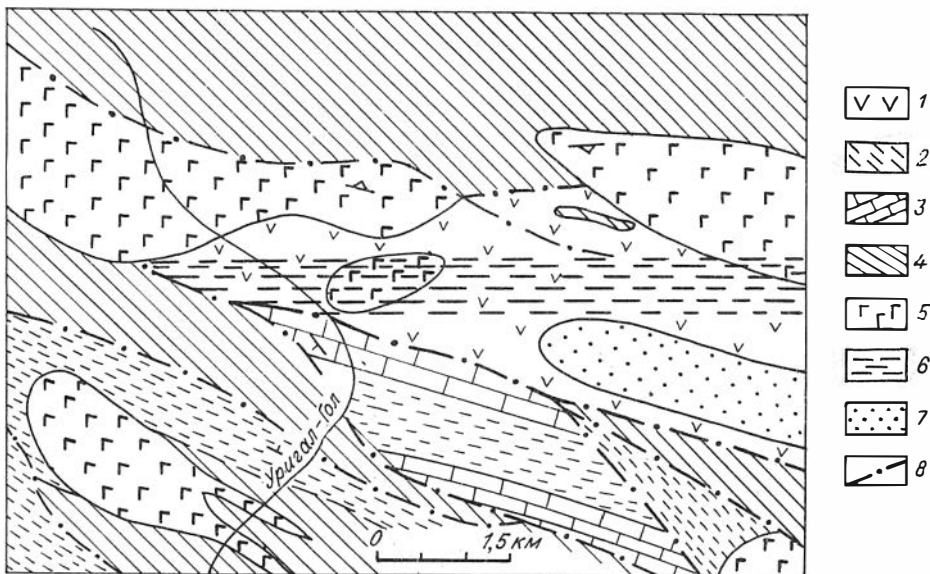


Рис. 17. Схема геологического строения фрагмента Хантайширской офиолитовой зоны (по данным Пинуса и др. /1984/ с дополнениями авторов).

1 - метаморфизованные андезитобазальты; 2 - карбонат-эпидот-амфибол-хлоритовые сланцы; 3 - мраморизованные известняки; 4 - альпинотипные гипербазиты; 5 - габбронориты с прослоями вебстеритов; 6 - дайки диоритов и диабазов; 7 - сланцы, песчаники, гравелиты, туффиты и конгломераты, предположительно девонского возраста; 8 - разломы.

По сравнению с гипербазитами габброиды более молодые - они содержат многочисленные ксенолиты ультраосновных пород.

В отличие от большинства офиолитовых поясов среди габброидов хр. Хан-Тайшир часто присутствуют свежие разности, не измененные постмагматическими процессами. Здесь преобладают битовнит-анортитовые габбронориты или двупироксеновые эвкриты, состоящие из основного плагиоклаза, ромбического и моноклинового пироксенов. Структура пород - типичная габбровая, характеризуется одинаковым идиоморфизмом упомянутых трех минералов. В ряде случаев отмечается менее выраженный идиоморфизм клинопироксена, в меланократовых разностях плагиоклаз образует ксеноморфные выделения. В пироксенах отмечаются мелкие включения плагиоклаза, крупные зерна плагиоклаза содержат включения моноклинового и ромбического пироксенов, что свидетельствует об одновременной кристаллизации этих минералов. Различные по меланократовости битовнит-анортитовые габбронориты преобладают в интрузивах верхнего течения р. Уригал-Гол. Крайне редко среди них встречаются оливинсодержащие габбронориты, причем оливин в таких породах уступает по степени идиоморфизма ромбическому пироксену. Еще одной особенностью габброноритов является полное отсутствие в них рудных минералов и апатита. Габбронориты характеризуются отчетливой расслоенностью, чередованием тонких прослоев различной меланократовости. Эта расслоенность подчеркивается многочисленными прослоями вебстеритов, мощность которых варьирует от нескольких метров до 1-2 см. Вебстериты состоят из ромбического и моноклинового пироксенов, часто с небольшим количеством плагиоклаза, всегда ксеноморфного по отношению к пироксенам. Количественные соотношения пироксенов различны. В тех случаях, когда преобладает ортопироксен, кристаллы его более идиоморфны по отношению к клинопироксену. В таких породах отмечается слабо выраженная порфирированность, обусловленная

присутствием относительно крупных кристаллов ортопироксена. Вебстериты, так же как и габбронориты, практически не содержат рудных минералов. Границы между прослоями вебстеритов и габброноритов всегда четкие, обусловленные резким исчезновением плагиоклаза при переходе в ультрамафитовый слой, при этом изменении зернистости пород в контакте не наблюдается.

Минералы гипербазитов Наранского массива и примыкающих к нему вебстерит-габброноритовых интрузивов детально изучены ранее /Леснов, 1982; Пинус и др., 1984/. Плагиоклазы в плагио-вебстеритах и габброноритах представлены биотит-анортитом - 86-95 % Ан. Железистость ортопироксенов в габброноритах составляет 26-19 %, понижаясь в вебстеритах до 13 %. Ортопироксены содержат около 1 % Al_2O_3 и до 0,35 % Cr_2O_3 . Железистость клинопироксена варьирует в габброноритах от 23 до 14 %, понижаясь в вебстеритах до 9 %. Содержание Cr_2O_3 в наиболее магнезиальных клинопироксенах достигает 0,5 % и снижается в железистых разностях до 0,05 %. Характерно, что клинопироксены из перидотитов Наранского массива всегда содержат более 0,5 % Cr_2O_3 . Сравнение клинопироксенов из перидотитов альпинотипных гипербазитов и ассоциирующих с ними вебстеритов с помощью статистических методов показало, что они значительно отличаются по всем окислам /Пинус и др., 1984/. Содержание Al_2O_3 в клинопироксенах варьирует широко - от 0,8 % в магнезиальных разностях из вебстеритов до 4 % в наиболее железистых минералах из габбро. С увеличением железистости клинопироксенов содержание в них алюминия возрастает, что не характерно для низкощелочных магматических ассоциаций.

Среди габброидов в верховье р. Уригал-Гол встречаются многочисленные ксенолиты ультраосновных пород. Размеры и формы ксенолитов различны. Иногда они представляют собой изометричные блоки до 10-20 м в поперечнике, чаще же это мелкие уплотненные тела, обычно окруженные каймой крупнозернистых вебстеритов. В некоторых случаях непосредственно на контакте с гипербазитами наблюдается узкая кайма пегматоидных меланократовых габбро (рис. 18). Состав ультраосновных пород в ксенолитах совершенно идентичен составу гипербазитов Наранского массива. Это в разной степени серпентинизированные дуниты, перидотиты и гарцбургиты обычно с рассеянной вкрапленностью хромшпинелидов. Близ контакта с габброидами в гипербазитах Наранского массива встречена "жила" ортопироксенов, в зальбандах которой перидотиты и дуниты интенсивно пироксенизированы, превращены в породы, напоминающие по минеральному составу оливиновые вебстериты с хромшпинелидом. Вероятнее всего, подобные "жилы" представляют собой продукты интенсивного метасоматического преобразования гипербазитов.

Вопросу взаимоотношения альпинотипных гипербазитов и более поздних габброидов большое внимание уделяется в работах Ф.П. Леснова /1981, 1986/. Он склонен считать все пироксениты, в том числе вебстериты из маломощных прослоев среди габброноритов, продуктом контаминации габброидной магмы материалом гипербазитов. В рамках этой гипотезы им разработана специальная терминология, включающая такие понятия, как "полигенные плутоны", "ортомагматические" и "парамагматические" породы. Наранский гипербазитовый массив и примыкающие к нему с юга вебстерит-габброноритовые интрузивы являются одним из опорных объектов, на примере которого разрабатывалась эта гипотеза. Приведенный выше материал свидетельствует о том, что в данном случае нет необходимости говорить о "полигенном" плутоне, поскольку в Хантай-ширской зоне присутствуют вполне "моногенные" тела альпинотипных гипербазитов, которые прорваны более поздним вебстерит-габброноритовым комплексом. Объединение этих разновозрастных и различных по генезису образований в единый "полигенный" плутон неправомерно. Большая часть вебстеритов, за-

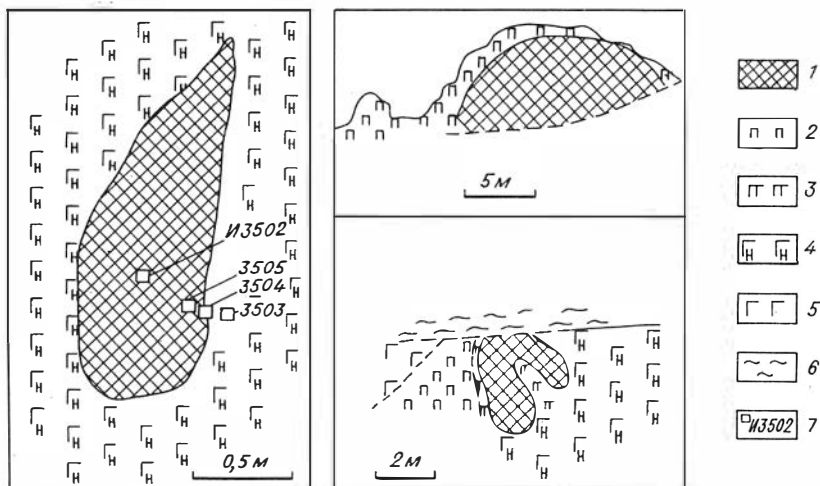


Рис. 18. Зарисовки обнажений Хантайширской офиолитовой зоны в верхьях р. Уригал-Гол.

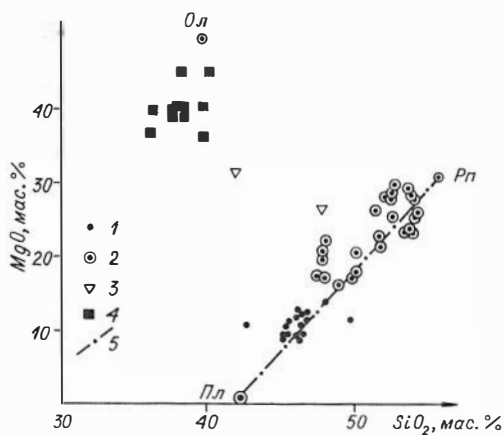
1 - серпентиниты; 2 - реакционные пироксениты; 3 - крупнозернистые меланократовые амфиболовые габбро; 4 - лейкократовые габбронориты; 5 - меланократовые габбро; 6 - зона милонитизации; 7 - места отбора образцов и их номера.

легающих в виде прослоев среди габброноритов, не является реакционной, как это утверждает Ф.П. Леснов, поскольку не связана пространственно с контактами габброидов и гипербазитов. Химические анализы вебстеритов свидетельствуют, что они не являются промежуточными по составу между альпинотипными гипербазитами и габброноритами (рис. 19). На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ породы вебстерит-габброноритовых интрузивов образуют единый ряд вдоль линии, соединяющей составы основного плагиоклаза и ортопироксена, в то время как гипербазиты Наранского массива слагают изолированное поле. "Реакционные" оливиновые пироксениты представляют собой метасоматические образования, возникшие в результате пироксенизации альпинотипных гипербазитов.

Баянхонгорский офиолитовый пояс расположен в юго-западной части Хангайского срединного массива и представляет собой вытянутую в северо-западном направлении узкую линейную зону, габброидные тела в пределах которой прослежены на протяжении более 150 км (рис. 20). В строении пояса принимают участие зеленокаменно измененные базальтоиды, терригенно-карбонатные образования, изолированные тела габбро и гипербазитов, многочисленные дайки диабазов. История исследования района, а также дискуссионность вопроса о возрасте вулканогенной толщи подробно изложены в работе Ф.П. Леснова и Л.В. Агафонова /1980/. Относительно геологического строения Баянхонгорской офиолитовой зоны, как и Хантайширской, также ведется дискуссия между сторонниками "стратиграфической" и "интрузивной" моделей /Пинус и др., 1980; Кузьмин и др., 1983; Леснов, Агафонов, 1980; Зоненшайн и др., 1985/. Нами в пределах Баянхонгорской зоны были исследованы практически все крупные тела габброидов. Полученные материалы подтвердили наблюдения Г.В. Пинуса и др. и показали ошибочность представлений Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина и др. как о геологическом положении габброидов, так и в целом о геологическом строении Баянхонгорской зоны. Наши наблюдения показали, что разло-

Рис. 19. Состав пород анортозит-вебстерит-габброноритовой и дунит-гарцбургитовой формации в координатах SiO_2 - MgO .

1 - габбронориты; 2 - вебстериты; 3 - реакционные пироксениты; 4 - дуниты и гарцбургиты; 5 - плагиоклаз-ортопироксеновый тренд дифференциации.



мы в пределах Баянхонгорской зоны имеют крутое, близкое к вертикальному положение. Шарьяжи, обуславливающие якости "покровное" строение зоны, не обнаружены. Гипербазиты и габброиды не образуют "слоев", а слагают крутозалегающие тела, причем габброиды прорывают толщу метабазальтоидов и содержат ксенолиты последних. Дайки диабазов, прорывающие габброиды, образуют пояса и рои, а не "слой", как это представляется сторонникам модели Колмана.

Габброидные массивы Баянхонгорской зоны представляют собой удлиненные в северо-западном направлении штоко- и пластинообразные тела протяженностью до 15 км. Сложены они главным образом крупнозернистыми габброноритами с полностью сосюритизированным плагиоклазом. Пироксены в различной степени амфиболлизированы. Для пород характерно полное отсутствие железо-тита-

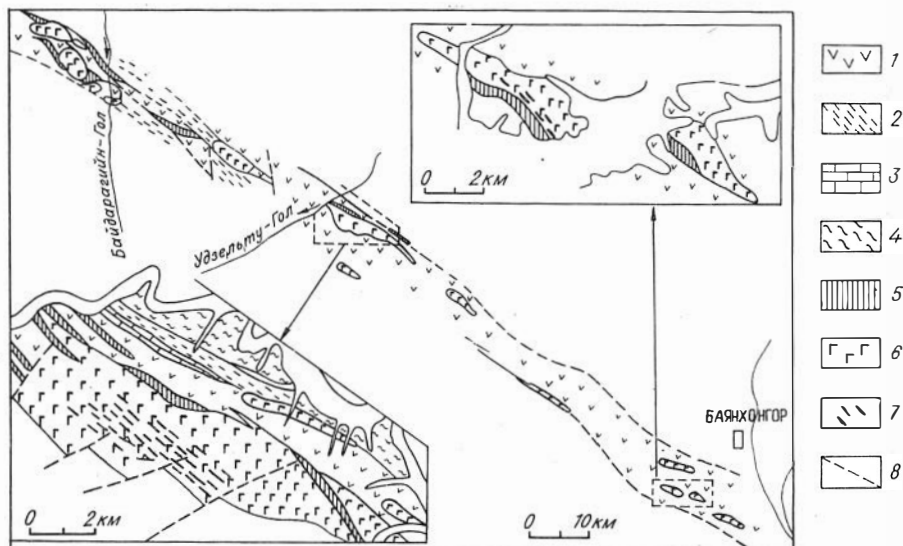


Рис. 20. Схема геологического строения Баянхонгорской офиолитовой зоны (составлена с использованием материалов Ф.П. Леснова, Л.В. Агафонова /1980/ и др.).

1 - метабазальтоиды; 2 - сланцы, песчаники; 3 - известняки; 4 - кварц-хлоритовые сланцы; 5 - альпинотипные гипербазиты; 6 - габбронориты с просяями вебстеритов и анортозитов; 7 - диабазовые дайки; 8 - разломы.

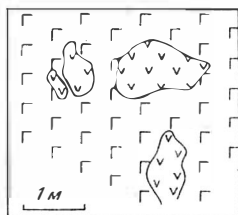


Рис. 21. Зарисовка обнажения Баянхонгорской офиолитовой зоны.

1 - габбронориты; 2 - ксенолиты метавулканов.



новых окислов и крайне незначительное распространение апатита, что сближает их с габброноритами хр. Хан-Тайшир. Структура пород габбровая с переходом к субофитовой, планпараллельность обычно отсутствует, однако часто наблюдается грубая расслоенность. В меланократовых прослоях встречаются амфиболизированные пироксениты, представленные чаще всего вебстеритами. Обычно в них присутствует небольшое количество сосюртитизированного плагиоклаза и оливина. В лейкократовых прослоях наряду с габброноритами встречаются анортозиты. Таким образом, по парагенезису пород габброидный комплекс Баянхонгорской зоны должен быть отнесен к анортозит-вебстерит-габброноритовой формации. Среди габброноритов иногда встречаются пегматоидные жилы амфиболовых габбро с бурым амфиболом и повышенным содержанием апатита.

Подробнее остановимся на вопросе взаимоотношения габброидов с окружающей их толщей metabазальтоидов, поскольку он имеет принципиальное значение для понимания геологического положения габброидного комплекса. До сих пор контакты габбро с эффузивами в Баянхонгорской зоне никем не наблюдались, так как в большинстве случаев они осложнены разрывными нарушениями. В соответствии со схемой Р. Колмана /1979/ эти контакты и не должны наблюдаться, поскольку между "слоями" габбро и базальта располагается "слой" параллельных даек, в целом же базальтоиды считаются более молодыми, чем габбро. Именно такая схема и отстаивается в цитированных выше работах М.И. Кузьмина, Л.П. Зоненшайна и др. для офиолитовых зон Монголии. Непосредственный контакт габброноритов с metabазальтоидами обнаружен нами в 15 км юго-западнее аймака Баянхонгор, к востоку от автомобильной дороги (см. рис. 20). Северный контакт расположенного здесь габброноритового тела с метаэффузивами извилист, причем в габброидах близ контакта встречаются многочисленные ксенолиты metabазальтов до 1 м в поперечнике (рис. 21). Metабазальтоиды на удалении от контакта с габброноритами интенсивно хлоритизированы и эпидотизированы, обладают хорошо заметными реликтами интерсертальной структуры. В ксенолитах породы ороговикованы, обладают мелкозернистой структурой, близкой к гранобластовой, и состоят из сосюртитизированного плагиоклаза и буроватого амфибола. Здесь же среди габброидов встречен крупный блок вмещающих пород (15-20 м в поперечнике) с прожилками амфиболизированного габбро. Породы ксенолита тонкозернистые и представляют собой микрогранобластовый агрегат сосюртитизированного плагиоклаза и бесцветного или слабо буроватого амфибола. В одной из жилок габбро обнаружен остроугольный обломок такой же породы. Эти наблюдения, на наш взгляд, однозначно свидетельствуют о том, что габброиды Баянхонгорской зоны представляют собой интрузивные тела, внедрившиеся в толщу metabазальтоидов.

В габброидах Баянхонгорской зоны практически во всех массивах встречаются ксенолиты ультраосновных пород, представленных плагиоклазовыми верлитами. Они сложены главным образом оливином, клинопироксеном и плагиоклазом, причем все три минерала часто обладают равным идиоморфизмом, в ряде случаев плагиоклаз ксеноморфен по отношению к темноцветам. В оливине часто содержатся включения мелких зерен хромшпинелида. Эти плагиоверлиты были восприняты ранее как ксенолиты альпинотипных гипербазитов, измененные под влиянием базитового расплава /Леснов, Агафонов, 1980/. Однако хромшпинелид плагиоверлитов содержит около 20 % магнетитового и ульвошпинелевого компонентов,

В габброидах Баянхонгорской зоны практически во всех массивах встречаются ксенолиты ультраосновных пород, представленных плагиоклазовыми верлитами. Они сложены главным образом оливином, клинопироксеном и плагиоклазом, причем все три минерала часто обладают равным идиоморфизмом, в ряде случаев плагиоклаз ксеноморфен по отношению к темноцветам. В оливине часто содержатся включения мелких зерен хромшпинелида. Эти плагиоверлиты были восприняты ранее как ксенолиты альпинотипных гипербазитов, измененные под влиянием базитового расплава /Леснов, Агафонов, 1980/. Однако хромшпинелид плагиоверлитов содержит около 20 % магнетитового и ульвошпинелевого компонентов,

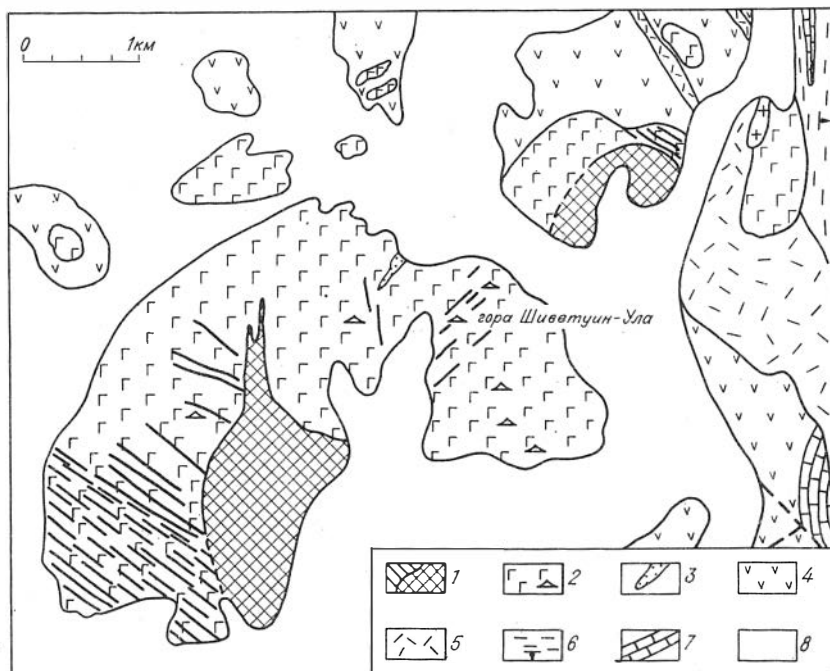


Рис. 22. Схема геологического строения массива горы Шиветуин-Ула.

1 - дайки и штокообразное тело габбродиабазов; 2 - габбронориты; 3 - ксенолит известковистых сланцев в габброноритах; 4 - вулканиты основного состава; 5 - риолиты; 6 - алевролиты; 7 - известняки; 8 - четвертичные отложения.

что не характерно для пород дунит-гарцбургитовой формации. Железистость оливинов (18-19 %) также более высокая, чем в альпинотипных гипербазитах /Леснов, Агафонов, 1980, табл. 3-4/. Вероятнее всего, плагиоверлиты, встречающиеся в ксенолитах, относятся к рассмотренному выше дунит-верлит-клинопироксенит-габбровому комплексу.

Вебстерит-анортозит-габброноритовая формация распространена не только в офиолитовых поясах. В пределах Озерной и Дагандельской зон без видимой связи с альпинотипными гипербазитами также встречаются габброиды, которые по особенностям состава и геологическому положению могут быть отнесены к рассматриваемому типу. Нами изучено два таких массива - Шиветуин-Ула и Дэд-Хухэй.

Массив Шиветуин-Ула. Расположен в восточной части Озерной зоны на широте оз. Харанур среди эффузивов венд-раннекембрийского возраста (рис. 22). Он представляет собой штокообразное тело около 4 км в поперечнике и прорван многочисленными дайками и некками диабазов и габбродиабазов. В массиве преобладают различные по меланократовости габбронориты и габбро, обычно интенсивно амфиболизированные, местами хлоритизированные. Габброиды варьируют от средне- до крупнозернистых и обладают слабо выраженной планпараллельностью и расслоенностью. Последняя имеет субширотное простирание и крутое падение на север. Состав плагиоклаза в габброидах массива Шиветуин-Ула более кислый (57-71 % An), чем в габброноритах Хантай-ширской зоны (см. табл. 10). Характерной особенностью габброидов является практически полное отсутствие железо-титановых окислов и слабая распро-

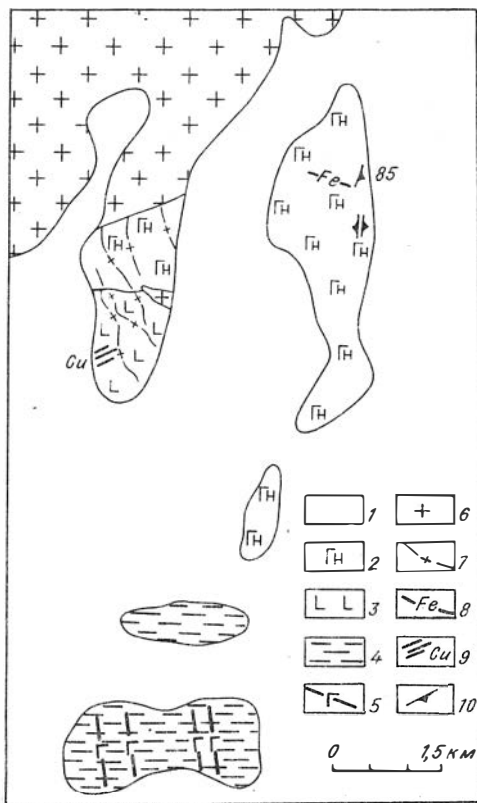


Рис. 23. Схема геологического строения Дэдхухэйского вебстерит-габброноритового массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - габбронориты; 3 - вулканиды основного состава; 4 - оливиновые габбронориты; 5 - дайки диабазов; 6 - лейкократовые биотитовые граниты (D); 7 - дайки гранитов; 8 - зона пирротиновой минерализации; 9 - халькопиритовая минерализация; 10 - элементы залегания трахитоидности.

страненность апатита. Среди габброноритов в западной части массива Шиветуин-Ула встречен крупный ксенолит богатого плагиоклазом верлита, относящегося, вероятно, к более раннему дунит-верлит-клинопироксенит-габбровому комплексу (см. гл. III, п. 1).

Массив Дэд-Хухэй. В северной части Озерной зоны при геологическом картировании территории Д. Тогтохом выявлен габброидный массив, который по парагенезису и особенностям состава горных пород относится к вебстерит-анортозит-габброноритовому типу и

во многом схож с рассмотренными ранее существенно габброидными ассоциациями офиолитовых поясов. Породы массива слагают здесь меридиональную цепь сопок среди пролювиальных отложений, которая прослеживается на 10 км (рис. 23). На соседней к западу сопке обнажены венд-раннекембрийские метабазальтоиды. Гипербазитов в непосредственной близости от габброидного массива не выявлено.

Массив Дэд-Хухэй сложен преимущественно габброноритами, часто содержащими небольшое количество оливина. Породы варьируют от мелкозернистых до средне- и крупнозернистых. Для южной части характерно обилие гигантозернистых пегматоидных габброноритов, залегающих в виде линз и секущих жил среди мелкозернистых оливинсодержащих габброноритов. Повсеместно породы массива обладают раслоенностью, выражающейся в чередовании прослоев разной меланократовости, причем наиболее меланократовые слои представлены вебстеритами, а наиболее лейкократовые - анортозитами. Габбронориты обладают типичной аллотриоморфно-зернистой структурой, обусловленной одинаковым идиоморфизмом пироксенов и плагиоклаза. Оливин, присутствующий обычно в небольших количествах, кристаллизовался одновременно с пироксенами и плагиоклазом, о чем можно судить по одинаковому идиоморфизму и включениям в нем мелких зерен плагиоклаза. Рудные минералы в этих породах обычно полностью отсутствуют, лишь иногда встречается убогая вкрапленность пирротина, ксеноморфного по отношению к силикатам. В северной части массива выявлена субширотная зонка обогащенных пирротином габброноритов. Мощность этой зонки до 0,5 м, протяженность - около 40 м. Вебстериты, кроме ромбического и моноклинного пироксенов, часто содержат небольшое количество плагиоклаза, образующего ксеноморфные выделения, и оливина, обладающего одинаковым идио-

Таблица 10. Показатели преломления и состав плагиоклаза в различных породах

№ обр.	Порода	N_p	N_g	Состав Пл (% Ан)
Массив Шиветуин-Ула				
П5626 ^a	Габбронорит меланократовый	1,557	1,565	57
И1840	Габбронорит	1,562	1,574	67-73
8263	"	1,564	1,573	71
8264	"	1,562	1,573	67-71
8265	"	1,557	1,566	57-58
8268	"	1,557	1,565	57
8269	"	1,559	1,568	61-62
Массив Дэд-Хухэй				
Кр5131	Габбронорит	1,574	1,586	92
Кр5138	"	1,571	1,584	86-88
Кр5139	"	1,572	1,584	88
Кр5140	"	1,573	1,536	90-92
Кр5141	"	1,574	1,587	92-94
Кр5142	"	1,575	1,588	95-96
Кр5143	"	1,575	1,588	95-96
Кр5130	Вебстерит	1,574	1,586	92
Кр5133	"	1,573	1,586	90-92
Кр5134	"	1,575	1,587	94
Кр5136	"	1,571	1,582	86
Кр5137	"	1,571	1,585	86-90
Кр5135	Анортозит	1,572	1,584	88

Примечание. Замеры в иммерсии выполнены в ИГиГ СО АН СССР Н.Д. Толстых.

морфизмом с пироксенами. В анортозитах обычно содержится небольшое количество пироксенов, которые в этих породах отчетливо ксеноморфны по отношению к плагиоклазу.

Особенностью пород массива является необычно основной состав плагиоклаза - 86-96 % Ан (табл. 10). Это обстоятельство, а также отсутствие в породах магнетита и ильменита, преобладание габброноритов и ассоциирующих с ними вебстеритов сближает Дэд-Хухэй с вебстерит-габброноритовыми массивами Хантайширинской и Баянхонгирской офиолитовых зон.

В габброноритах массива Дэд-Хухэй наблюдаются многочисленные инъекции плагиогранитов и связанные с ними зоны интенсивного окварцевания. Изредка встречаются одиночные дайки диабазов, имеющие субширотную ориентировку. Диабазы обычно амфиболлизированы, иногда содержат порфиновые выделения плагиоклаза. По петрохимическим данным габброиды Хантайширинской зоны распадаются на две группы, соответствующие вебстеритам и габброноритам (табл. 11, 12, см. рис. 19). Габбронориты относятся к классу меланократовых, магнезиальных, весьма низкощелочных мафитов с необычно низким содержанием титана. Вебстериты - умеренно высокомагнезиальные, крайне низкощелочные, край-

Таблица 11. Химический состав пород раннепалеозойской вебстерит-анортозит-габброноритовой формации

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₂ 3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Хантайшрская зона														
Вебстериты														
1	9214	47,38	0,08	7,26	8,98	-	0,17	17,24	15,27	0,13	0,04	3,10	0,05	99,70
2	И 3531	47,99	0,12	6,84	13,14	-	0,18	20,89	8,06	0,18	0,11	2,30	0,00	99,81
3	9156	48,13	0,14	5,03	10,31	-	0,17	19,71	13,75	0,35	0,03	2,12	0,03	99,77
4	9216	48,38	0,10	7,38	9,90	-	0,17	17,04	14,73	0,15	0,07	2,16	0,05	99,77
5	И 3528	48,63	0,09	6,69	11,68	-	0,17	22,40	7,26	0,25	0,04	2,69	0,00	99,90
6	9158	49,29	0,12	7,97	8,96	-	0,17	16,73	14,62	0,17	0,07	1,74	0,00	99,84
7	9153	50,07	0,12	3,77	13,69	-	0,18	24,94	4,30	0,34	0,04	2,44	0,00	99,89
8	9161	50,54	0,11	4,58	0,22	-	0,17	24,85	7,32	0,00	0,05	2,04	0,00	99,88
9	9185	50,74	0,08	2,78	9,15	-	0,17	20,52	15,30	0,00	0,06	0,98	0,02	99,80
10	9152	50,89	0,26	2,52	14,05	-	0,19	17,90	12,66	0,35	0,04	0,98	0,02	99,86
11	9186	51,57	0,06	3,35	13,04	-	0,18	26,40	3,93	0,00	0,04	1,40	0,00	99,97
12	9234	52,03	0,09	3,64	10,99	-	0,18	23,24	8,12	0,00	0,32	1,28	0,00	99,89
13	9184	52,11	0,09	1,61	10,60	-	0,17	21,50	13,34	0,00	0,07	0,40	0,00	99,89
14	9250	52,33	0,09	2,32	11,16	-	0,18	28,17	4,80	0,00	0,05	0,83	0,00	99,93
15	9249	53,05	0,05	1,65	11,82	-	0,19	28,60	4,54	0,00	0,05	0,00	0,00	99,95
16	9233	53,91	0,07	1,89	10,19	-	0,17	29,81	3,68	0,01	0,09	0,14	0,00	99,96
Габбронориты														
17	И 3468	44,89	0,18	16,33	10,11	-	0,17	10,75	14,47	0,35	0,11	2,43	0,01	99,80
18	9215	45,61	0,06	18,93	5,85	-	0,16	10,57	15,38	0,47	0,13	2,54	0,07	99,77
19	9213	45,78	0,18	18,14	4,72	-	0,15	11,52	15,12	0,87	0,11	3,24	0,05	99,88
20	9183	46,29	0,05	15,83	6,11	-	0,15	12,46	15,25	1,26	0,04	2,40	0,00	99,84
21	9157	46,61	0,09	16,01	7,34	-	0,16	12,14	14,53	0,43	0,11	2,36	0,05	99,83
22	9154	46,62	0,08	17,62	7,20	-	0,16	10,80	14,49	0,55	0,22	2,10	0,05	99,89
23	9187	46,69	0,04	17,81	5,79	-	0,16	10,95	15,18	0,22	0,06	2,90	0,02	99,82
24	9189	47,34	0,04	14,89	6,11	-	0,16	12,57	16,61	0,18	0,04	1,80	0,06	99,80
25	И 3471	48,34	0,14	10,72	11,54	-	0,18	13,92	13,10	0,40	0,28	1,25	0,00	99,87

Баянхонгорская зона
Вестгериты

26	9124	40,09	1,70	9,05	14,39	-	0,18	18,53	9,07	0,64	0,21	5,69	0,16	99,71
27	9119	42,42	1,28	10,86	13,58	-	0,17	15,10	12,24	0,53	0,15	3,25	0,34	99,92
28	7811	43,60	1,15	8,10	4,49	7,84	0,17	18,01	11,25	0,33	0,05	5,38	0,00	100,37
29	9130	44,07	0,31	7,69	11,33	-	0,17	20,19	12,83	0,67	0,08	2,51	0,00	99,85
30	7807	44,40	0,62	9,40	3,05	6,98	0,17	16,75	12,41	0,50	0,10	4,90	0,00	99,28
31	И3450	44,85	0,39	8,17	14,99	-	0,18	17,73	9,46	0,58	0,07	3,55	0,00	99,97
32	7810	45,10	1,01	10,20	2,99	7,93	0,19	15,11	12,10	0,84	0,05	4,03	0,00	99,55
33	И3449	45,85	0,36	12,23	13,09	-	0,17	14,82	10,46	0,97	0,11	1,80	0,00	99,86
34	И3448	46,44	0,42	11,38	12,84	-	0,17	14,60	10,53	0,76	0,16	2,61	0,00	99,91
35	9074	48,64	0,70	8,66	8,59	-	0,17	14,45	16,21	0,65	0,20	1,50	0,09	99,86
36	И3444	48,64	0,60	9,69	11,27	-	0,18	14,21	12,60	1,09	0,15	1,36	0,04	99,83
37	9072	49,56	0,76	9,57	9,35	-	0,16	12,87	14,45	1,36	0,21	1,52	0,05	99,86

Габбронориты

38	7814	44,80	0,88	18,00	1,98	4,34	0,10	8,64	16,12	1,20	0,08	3,49	0,00	99,63
39	8477-2	46,29	1,05	18,14	9,33	-	0,16	6,58	13,85	1,78	0,15	2,34	0,07	99,74
40	9053	46,43	0,22	16,55	4,78	-	0,14	11,83	16,08	0,71	0,06	2,96	0,08	99,84
41	7805	46,60	0,37	19,60	1,69	3,70	0,10	8,16	14,50	1,40	0,10	3,55	0,02	99,79
42	9117	46,75	0,66	18,77	7,17	-	0,15	8,01	13,36	1,33	0,49	3,14	0,05	99,88
43	9052	46,76	0,06	14,80	7,71	-	0,16	12,10	14,32	0,04	0,06	3,72	0,05	99,78
44	9051	47,25	0,12	23,95	2,55	-	0,13	5,29	15,89	1,69	0,13	2,77	0,08	99,85
45	9129	47,34	0,28	20,16	4,97	-	0,15	6,80	15,22	1,63	0,40	2,82	0,06	99,83
46	7806	47,90	0,50	16,90	1,47	4,80	0,11	9,08	14,03	1,40	0,15	3,19	0,02	99,55
47	9133	48,02	0,37	21,52	5,69	-	0,15	5,52	13,92	1,97	0,32	2,41	0,02	99,91
48	9080	48,52	1,54	15,02	11,40	-	0,17	7,54	9,47	2,66	0,22	3,18	0,41	100,13
49	9078	48,52	0,97	14,73	9,22	-	0,17	7,85	14,02	1,67	0,51	2,10	0,05	99,81
50	84106-1	48,57	0,30	19,97	6,19	-	0,14	6,79	13,33	1,49	0,20	2,83	0,03	99,84
51	9071	48,67	0,51	16,68	5,91	-	0,15	9,06	13,65	1,72	0,77	2,76	0,03	99,91
52	И3439	49,06	1,17	12,66	12,31	-	0,11	10,65	11,08	1,32	0,14	1,38	0,01	99,89
53	И3432	49,23	0,68	14,93	8,51	-	0,17	8,29	14,16	1,87	0,10	1,90	0,06	99,90
54	8480-2	49,58	0,45	17,48	6,35	-	0,16	8,14	13,24	1,93	0,47	2,05	0,01	99,86
55	И3446	49,61	0,57	14,04	8,53	-	0,17	10,07	13,26	1,62	0,22	1,73	0,04	99,86

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Анортозиты														
56	И 3455	46,04	0,11	26,98	2,74	-	0,13	3,37	14,97	1,95	0,24	3,33	0,06	99,92
57	9118	47,41	1,09	25,06	4,25	-	0,14	2,24	13,29	2,30	0,53	3,41	0,07	99,79
58	9122	47,49	0,45	25,00	2,92	-	0,14	2,95	14,56	2,20	0,51	3,58	0,07	99,87
59	И 3445	49,53	0,14	25,79	2,01	-	0,14	1,23	13,29	4,03	0,34	3,20	0,06	99,76
60	И 3425	49,57	0,84	23,54	4,76	-	0,12	1,96	12,19	3,69	0,27	2,82	0,04	99,80
61	И 3436	50,84	0,31	25,05	2,94	-	0,08	0,81	12,03	3,96	0,15	2,62	0,03	99,82
62	8482	51,04	0,42	25,01	3,39	-	0,14	2,22	10,79	3,83	0,73	2,21	0,00	99,78
Жила пегматидного габбро														
63	7808	43,50	2,92	13,20	2,65	8,68	0,16	10,19	12,99	1,20	0,45	3,09	0,44	99,47
Ксенолиты плагиоверлитов														
64	7816	40,00	0,35	7,50	6,13	7,44	0,18	23,54	6,38	0,17	0,05	7,96	0,01	99,71
65	9142	43,60	0,26	4,65	9,09	-	0,16	23,86	12,20	0,22	0,05	5,95	0,00	100,04
Массив Шиветуин-Ула														
Габбронориты														
66	24574/445,94	0,16	21,63	1,44	3,05	0,08	0,08	5,43	15,02	2,60	0,24	4,82	0,03	100,44
67	П5612	46,70	0,30	15,50	2,90	5,49	0,14	11,23	12,87	1,40	0,16	3,32	0,00	100,01
68	24580/146,86	0,24	15,95	2,44	6,21	0,11	0,11	11,63	11,69	1,30	0,13	3,57	0,01	100,14
69	И 1840	47,36	0,33	18,26	7,97	-	0,16	8,74	13,97	1,58	0,06	1,40	0,02	99,85
70	И 1842	47,45	0,34	15,90	8,25	-	0,16	10,40	13,30	1,25	0,18	2,61	0,01	99,85
71	8268	47,50	0,33	16,90	2,08	4,34	0,12	9,79	14,51	1,40	0,20	2,91	0,00	100,08
72	8263	48,00	0,29	17,50	1,63	4,74	0,13	9,21	14,03	1,60	0,08	2,77	0,00	99,98
73	8261	48,35	0,35	16,50	2,15	5,00	0,13	9,66	13,80	1,60	0,18	2,72	0,00	100,44
74	8260	48,40	0,41	16,50	2,36	5,08	0,14	9,31	13,57	1,60	0,10	2,57	0,00	100,04
75	8269	48,60	0,47	16,20	1,53	5,37	0,14	9,00	14,03	2,57	0,28	2,28	0,04	100,43
76	И 1823	48,81	0,44	19,00	7,34	-	0,16	6,61	13,89	2,06	0,18	1,42	0,01	99,92

77	8258	49,40	0,49	15,50	2,96	5,08	0,14	8,89	13,80	2,00	0,16	1,92	0,00	100,34
78	И1830	49,88	1,04	16,19	7,99	-	0,16	7,18	13,25	2,34	0,24	1,56	0,07	99,90
79	8264	49,90	0,59	16,40	1,86	5,08	0,14	7,75	14,50	2,00	0,10	1,81	0,03	100,16
80	8265	49,90	0,37	16,50	2,36	4,54	0,13	8,64	12,59	2,29	0,29	2,54	0,00	100,15
81	П5626	50,30	0,55	15,20	1,90	6,03	0,16	8,70	12,87	2,14	0,08	1,55	0,00	99,48
82	П5626а	50,80	0,48	15,70	1,40	6,03	0,15	8,80	13,11	2,14	0,09	1,45	0,00	100,15

Массив Дэд-Хухей

Вебстериты

83	И2173	46,03	0,21	9,94	9,45	-	0,18	15,03	17,58	0,33	0,06	0,16	0,04	99,01
84	И2175	49,49	0,39	5,98	6,97	-	0,16	14,16	21,37	0,30	0,10	0,84	0,08	99,84
85	Кр5130	50,30	0,00	8,20	1,33	5,82	0,16	18,40	14,53	0,17	0,10	1,48	0,00	100,49
86	Кр5134	50,40	0,00	7,80	1,75	4,81	0,16	17,26	16,41	0,20	0,10	1,44	0,00	100,33
87	Кр5136	50,80	0,00	9,20	0,91	5,64	0,16	17,26	15,07	0,20	0,10	1,03	0,00	100,37
88	Кр5133	51,10	0,00	6,50	1,21	5,21	0,16	16,64	17,76	0,20	0,10	0,94	0,21	100,03
89	Кр5137	53,00	0,00	2,60	1,13	5,82	0,17	20,14	16,41	0,13	0,10	0,85	0,00	100,35

Габронориты

90	И2171	44,60	0,10	18,22	7,12	-	0,16	12,37	15,99	0,42	0,07	0,80	0,02	99,87
91	И2169	45,49	0,06	19,93	6,38	-	0,16	11,58	15,31	0,29	0,07	0,56	0,02	99,85
92	Кр5139	47,30	0,08	11,80	1,50	9,45	0,20	13,94	12,65	0,32	0,14	2,58	0,00	99,96
93	Кр5138	47,80	0,08	12,20	1,22	9,70	0,19	13,52	12,65	0,35	0,14	2,24	0,00	100,09
94	Кр5142	48,30	0,00	17,10	1,15	4,81	0,13	11,16	15,07	0,28	0,10	1,33	0,00	99,43
95	Кр5140	48,30	0,00	18,60	1,15	4,45	0,13	11,55	15,07	0,26	0,10	0,92	0,00	100,53
96	Кр5131	48,40	0,04	14,80	2,90	6,93	0,18	10,98	13,73	0,32	0,10	1,35	0,00	99,73
97	Кр5143	48,50	0,00	16,20	0,91	5,93	0,14	11,75	14,80	0,24	0,10	1,10	0,00	99,67
98	Кр5141	48,70	0,00	15,60	1,21	4,67	0,13	11,95	16,15	0,26	0,10	1,14	0,00	99,91

Анортозиты

99	И2167	44,80	0,24	26,17	3,46	-	0,13	3,55	19,79	0,81	0,13	0,66	0,07	99,81
100	Кр5135	45,20	0,00	28,20	0,30	1,98	0,06	4,22	17,76	0,40	0,18	1,19	0,00	99,49

Примечание. Анализы 28, 30, 32, 38, 41, 46, 63, 64, 66-68, 71-75, 77, 79-82, 85-89, 92-98, 100 выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Е.В. Коковкина. Анализы 66 и 68 - по В.А. Самозванцеву, остальные выполнены в кабинете рентгенофлуоресцентного анализа ИГиГ В.Б. Василенко, Л.Д. Холодовой. Все железо определено как Fe_2O_3 .

Таблица 12. Средний химический состав породных групп вебстерит-анортосит-габброноритовой формации Западной Монголии

№ п/п	Число анали-зов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1а	17	$\frac{47,96}{1,49}$	$\frac{0,06}{0,05}$	$\frac{17,75}{2,88}$	$\frac{6,64}{1,80}$	$\frac{0,15}{0,02}$	$\frac{11,27}{1,40}$	$\frac{15,01}{1,24}$	$\frac{0,45}{0,32}$	$\frac{0,11}{0,10}$	$\frac{0,10}{0,09}$	$\frac{1,16}{0,80}$	$\frac{32,55}{3,55}$	$\frac{85,95}{7,85}$	$\frac{-4,07}{3,31}$	$\frac{24,68}{4,91}$
1б	27	$\frac{52,58}{2,19}$	$\frac{0,08}{0,05}$	$\frac{3,49}{2,44}$	$\frac{9,26}{1,81}$	$\frac{0,18}{0,01}$	$\frac{24,27}{4,41}$	$\frac{9,18}{4,50}$	$\frac{0,11}{0,11}$	$\frac{0,06}{0,05}$	$\frac{0,07}{0,06}$	$\frac{0,29}{0,21}$	$\frac{48,58}{1,86}$	$\frac{54,64}{37,55}$	$\frac{-3,85}{1,91}$	$\frac{17,92}{3,98}$
2а	19	$\frac{49,10}{1,09}$	$\frac{0,60}{0,39}$	$\frac{18,30}{3,33}$	$\frac{6,49}{2,27}$	$\frac{0,14}{0,03}$	$\frac{8,39}{2,10}$	$\frac{14,35}{1,72}$	$\frac{1,57}{0,54}$	$\frac{0,25}{0,19}$	$\frac{0,16}{0,08}$	$\frac{3,91}{1,35}$	$\frac{27,98}{5,08}$	$\frac{88,76}{10,87}$	$\frac{-3,54}{1,84}$	$\frac{29,98}{6,81}$
2б	15	$\frac{46,62}{2,20}$	$\frac{0,71}{0,44}$	$\frac{9,73}{2,18}$	$\frac{10,88}{2,52}$	$\frac{0,17}{0,02}$	$\frac{17,70}{3,82}$	$\frac{12,24}{2,42}$	$\frac{0,70}{0,32}$	$\frac{0,12}{0,06}$	$\frac{0,14}{0,14}$	$\frac{1,58}{0,73}$	$\frac{44,78}{4,50}$	$\frac{88,90}{4,18}$	$\frac{-11,33}{4,45}$	$\frac{25,78}{4,93}$
3а	7	$\frac{50,37}{1,76}$	$\frac{0,49}{0,37}$	$\frac{26,0}{1,10}$	$\frac{3,05}{0,87}$	$\frac{0,13}{0,02}$	$\frac{2,32}{0,74}$	$\frac{13,43}{1,57}$	$\frac{3,23}{0,95}$	$\frac{0,40}{0,20}$	$\frac{0,20}{0,03}$	$\frac{8,66}{2,24}$	$\frac{11,01}{1,96}$	$\frac{91,80}{4,36}$	$\frac{-2,62}{1,63}$	$\frac{42,89}{8,91}$
3б	17	$\frac{49,64}{1,13}$	$\frac{0,43}{0,20}$	$\frac{17,19}{1,71}$	$\frac{7,15}{0,93}$	$\frac{0,14}{0,02}$	$\frac{9,10}{1,62}$	$\frac{13,90}{0,85}$	$\frac{1,92}{0,45}$	$\frac{0,17}{0,07}$	$\frac{0,01}{0,02}$	$\frac{4,45}{1,08}$	$\frac{29,77}{2,80}$	$\frac{94,59}{2,11}$	$\frac{-5,13}{2,32}$	$\frac{30,80}{2,74}$
4а	9	$\frac{48,19}{1,61}$	$\frac{0,04}{0,04}$	$\frac{16,27}{2,73}$	$\frac{7,58}{2,34}$	$\frac{0,16}{0,03}$	$\frac{12,27}{1,10}$	$\frac{14,81}{1,25}$	$\frac{0,31}{0,06}$	$\frac{0,10}{0,03}$	$\frac{0,004}{0,009}$	$\frac{0,82}{0,12}$	$\frac{34,97}{3,12}$	$\frac{81,69}{4,10}$	$\frac{-4,26}{3,23}$	$\frac{25,29}{4,67}$
4б	7	$\frac{50,61}{2,03}$	$\frac{0,09}{0,16}$	$\frac{7,24}{2,48}$	$\frac{6,89}{0,61}$	$\frac{0,17}{0,008}$	$\frac{17,14}{1,99}$	$\frac{17,18}{2,29}$	$\frac{0,22}{0,07}$	$\frac{0,10}{0,02}$	$\frac{0,05}{0,08}$	$\frac{0,55}{0,14}$	$\frac{45,31}{1,85}$	$\frac{76,50}{5,99}$	$\frac{-4,78}{2,61}$	$\frac{18,52}{2,72}$
4в	2	45,58	0,12	27,54	2,72	0,10	3,94	19,01	0,61	0,16	0,04	1,83	17,22	83,80	-3,41	28,00

Примечание. 1 - Хангайширская зона; 2 - Баянхонгорская зона; 3 - массив Шиветун-Ула; 4 - массив Дэд-Хухей. а - габбронориты; б - вебстериты; в - анортоситы.

не низкотитанистые. Еще одной особенностью вебстеритов является относительно высокое содержание кремнезема, что согласуется с отсутствием в них оливина и магнетита. Габброиды Баянхонгорской зоны относятся к классу мезократовых, умеренно магниевых, низкощелочных мафитов. Вебстериты магниевые, весьма низкощелочные. Обе группы принадлежат к классу низкотитанистых. Анортозиты характеризуются относительно высокой меланократовостью, среднее содержание глинозема в них составляет 26 % (табл. 11, 12). Химический состав габброноритов массива Шиветуин-Ула близок к составу мафитовой группы типичных вебстерит-габброноритовых ассоциаций (см. табл. 12). Необнаруженные пироксениты в этом интрузиве, видимо, объясняется недостаточной полнотой имеющейся информации. Габброиды массива Дэд-Хухэй обладают меланократовым, магниевым, весьма низкощелочным составом и близки по этим характеристикам к габброидам Хантайширской зоны (см. табл. 11, 12). Мафитам этих ассоциаций свойствен крайне низкотитанистый состав, что подчеркивает их сходство и хорошо согласуется с полным отсутствием в них титаномагнетита и ильменита. Вебстериты массива Дэд-Хухэй богаче кремнеземом, чем ассоциирующие с ними габброиды, что является характерной особенностью вебстерит-габброноритовой формации.

Отчетливо проявлена петрохимическая дискретность интрузивов вебстерит-габброноритовой формации. По меланократовости обособляются в основном две группы горных пород, соответствующие мафитам и субультрамафитам. Слабее выражена обособленность анортозитовой группы, что вызвано, вероятно, небольшим количеством химических анализов. Более отчетливо анортозитовая группа проявлена на гистограмме Al_2O_3 . Здесь же видна неоднородность субультрамафитовой группы, обусловленная тем, что вебстериты интрузивов Хантайширской зоны отличаются от вебстеритов из других ассоциаций пониженной глиноземистостью (см. табл. 12).

В целом рассматриваемая ассоциация может быть определена как анортозит-вебстерит-габброноритовая. Если более детальные исследования подтвердят отсутствие анортозитов в интрузивах Хантайширской зоны, возможно выделение двух формаций: вебстерит-габброноритовой и анортозит-вебстерит-габброноритовой.

Габбродиорит-диабазовая формация

В данную формацию объединены многочисленные дайки, силлы и субвулканические тела диоритового и габбродиабазового состава, которые широко проявлены среди венд-раннекембрийских основных вулканитов. К этой формации отнесен также "комплекс параллельных даек", развитый в офиолитовых поясах Западной Монголии. Материалы по дайкам диабазов имеются в многочисленных публикациях, посвященных проблеме офиолитов /Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Леснов, Агафонов, 1980; Пинус и др., 1984; Коптева и др., 1984/. Здесь мы остановимся только на некоторых особенностях их геологического положения и состава, важных для понимания закономерностей эволюции раннепалеозойского базитового магмообразования.

Возрастное положение даек и субвулканических тел габбродиабазов определяется тем, что они прорывают альпинотипные гипербазиты, вулканогенно-осадочные отложения венда - раннего кембрия и расчлененные интрузии дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой и анортозит-вебстерит-габброноритовой формаций. В Хантайширской и Баянхонгорской офиолитовых зонах дайки диабазов прорывают раннескладчатые интрузии кварцевых диоритов и плагиогранитов /Коптева и др., 1984; Пинус и др., 1984, рис. 24/. В некоторых случаях отмечаются дайки габбродиабазов, предшествующие плагиогранитам (см. рис. 13).

На диабазы повсеместно накладывается зеленокаменный региональный метаморфизм. Плагноклаз в них замещен соссюритом, цоизитом, эпидотом и пренитом; клинопироксен – актинолитом, эпидотом и хлоритом. В Озерной зоне габбродиорит–диабазовые интрузии прорываются массивами перидотит–пироксенит–габброноритовой и диорит–тоналит–плагногранитной формаций, отвечающих раннеорогенной стадии.

Большинство исследователей офиолитов Монголии полагают, что комплекс параллельных даек диабазов образуют "горизонт", расположенный между габброидами и покровами шаровых лав /Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Зоненшайн, Томуртогоо, 1979; Путеводитель..., 1979; Хераскова и др., 1985; Колтева и др., 1984/. В то же время Г.В. Пинус с соавторами показывают, что ряд фактов противоречит традиционной концепции строения офиолитов /Пинус и др., 1984/. В Хантайширской офиолитовой зоне существуют лишь участки, где вулканиты насыщены дайками диабазов, которые слагают субширотный пояс, секущий также гипербазиты и дифференцированные габбро (см. рис. 16). В некоторых из даек обнаружены ксенолиты гипербазитов, следовательно, область магмогенерации для этих даек располагалась ниже гипербазитов /Пинус и др., 1984/. Наши наблюдения в целом подтверждают точку зрения Г.В. Пинуса.

Примером диорит–диабазовой формации является "комплекс параллельных даек" в Хантайширской офиолитовой зоне. В верховьях р. Уригал в Наранском плутоне дайки диабазов образуют пояс шириной до 1 км, в пределах которого количество даек столь значительно, что они преобладают над вмещающими породами. Последние с трудом обнаруживаются в междайковом пространстве. Мощность даек не превышает 2 м, ориентировка субширотная. Падение даек близко к вертикальному, причем они под острым углом срезают расслоенность в габбро, падение которой также субвертикальное. Поскольку вулканиты здесь также залегают с крутыми углами падения, такое положение даек позволяет утверждать, что внедрение их происходило после того, как вулканиты были смяты в складки. Кроме этого, дайки с отчетливыми зонами закалки прорывают анортозит–вебстерит–габброноритовые интрузивы, а также тела кварцевых диоритов и плагногранитов. Эти наблюдения имеют принципиальный характер, так как не позволяют считать, что дайки представляют собой подводящие каналы для венд–кембрийских эффузивов. Вероятно, Хантайширская офиолитовая зона – раннегеосинклиналичная сложно построенная вулканоплутоническая ассоциация, состоящая из вулканитов, имеющих бонинитовую тенденцию /Кежежинскас и др., 1987/, габброидов, имеющих ортопироксеновый тренд дифференциации, кварцевых диоритов и плагногранитов. Завершается данная ассоциация дайками диоритов и диабазов, также имеющих бонинитовую тенденцию. Кроме того, отмечаются доплагногранитные дайки диабазов. Этим, по-видимому, можно объяснить близость составов ранних вулканитов и диабазов.

Большинство даек Хантайширской зоны по кремнезему соответствует диоритам и даже кварцевым диоритам с содержанием SiO_2 52–61 % (табл. 13, 14). В то же время некоторые дайки характеризуются высокими содержаниями MgO (до 12–13 %), что наряду с низкой щелочностью и титанистостью подчеркивает их бонинитовый профиль. По этим параметрам диабазы Хантайширской зоны резко отличаются от других дайковых комплексов Монголии. Дайки сложены идиоморфными игольчатыми кристаллами амфибола, расположенными в кварц–плагноклазовом мезостазице. Структура пород, таким образом, отличается от диабазовой. Собственно диабазы в этом районе присутствуют в подчиненном количестве. По химическому составу дайковый комплекс Хантайширской зоны может быть определен как мезократовый, умеренно низкощелочной, магниезальный, низкоглиноземистый (см. табл. 14). Дайки диоритового состава относятся к классу весьма низкотитанистых, диабазы обычно высокотитанистые.

Таблица 13. Химический состав пород раннепалеозойской габбродиорит-диабазовой формации

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.п.	P ₂ O ₅	Сумма
<u>Наранский массив</u>														
<u>Диабазы</u>														
1	ИЗ487	53,19	0,20	13,27	9,78	Не опр.	0,16	9,71	11,21	0,84	0,21	1,38	0,12	100,07
2	9247	58,20	0,32	14,91	9,19	"	0,15	5,15	5,42	3,16	0,27	3,10	0,08	99,96
3	ИЗ489	60,27	0,38	14,59	9,28	"	0,15	4,02	7,41	1,99	0,23	1,56	0,12	100,01
<u>Банхонгорская зона</u>														
<u>Диабазы</u>														
4	7801	47,30	1,62	17,40	3,34	5,72	0,16	6,24	11,71	2,14	0,33	3,74	0,18	100,0
5	9082	47,86	2,34	14,34	12,86	Не опр.	0,17	7,52	10,07	2,43	0,36	1,80	0,30	100,04
6	9110	48,24	0,89	15,87	8,56	"	0,16	8,40	12,75	1,32	0,76	2,86	0,28	100,07
7	ИЗ438	48,56	1,40	15,45	10,58	"	0,13	8,49	11,13	1,73	0,21	2,14	0,24	100,06
8	7803	48,70	3,47	14,20	5,51	7,73	0,19	4,51	7,77	3,86	0,23	3,33	0,45	100,13
9	9077	48,88	1,73	14,23	12,95	Не опр.	0,18	6,18	10,57	2,47	0,09	2,42	0,33	100,01
<u>Плаггиофриты</u>														
10	9108	45,03	0,44	23,80	4,57	Не опр.	0,14	4,79	14,18	2,36	0,58	3,95	0,22	100,05
11	9107	46,62	0,67	20,62	6,94	Не опр.	0,15	6,47	11,65	2,31	0,87	3,52	0,20	100,04
12	9075	47,53	0,71	21,46	6,87	"	0,15	4,93	12,97	1,93	0,89	2,38	0,24	100,05
<u>Шиветунин-Ула</u>														
<u>Диабазы</u>														
13	8253	46,95	2,58	14,15	11,34	6,00	0,14	4,74	5,22	3,43	0,85	4,61	0,21	100,41
14	8243	48,70	0,67	15,60	2,90	6,03	0,16	8,60	13,11	2,13	0,10	1,73	0,02	99,81
15	И1822	48,74	1,67	14,01	12,98	Не опр.	0,17	6,96	11,81	2,41	0,10	0,92	0,25	100,03
16	И1846	48,76	1,62	14,42	12,70	"	0,15	6,84	11,53	2,19	0,22	1,32	0,27	100,02
17	8255	49,20	1,22	15,60	4,00	6,21	0,16	7,02	10,32	2,57	0,75	2,91	0,03	100,05
18	И1824	50,59	1,24	14,69	13,17	Не опр.	0,18	6,03	19,62	2,47	0,12	0,70	0,21	100,02
19	И1820	51,41	1,46	14,44	12,11	"	0,17	5,03	11,43	2,25	0,14	1,30	0,28	100,03
20	8271	51,50	3,38	14,00	3,18	10,23	0,18	3,83	8,01	3,79	0,15	1,79	0,17	100,25
21	8270	51,60	1,68	14,25	4,57	8,94	0,19	4,53	8,23	3,57	0,15	2,17	0,17	100,17
22	И1832	52,16	1,45	15,12	13,08	Не опр.	0,19	4,91	8,61	2,63	0,44	1,22	0,03	100,05
23	8246	52,50	2,87	12,10	9,78	6,23	0,11	3,34	6,61	3,85	0,10	2,10	0,37	99,70
24	П56116	59,90	0,68	14,90	2,14	4,20	0,08	5,56	5,91	3,72	1,38	1,31	0,12	100,04

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.л.	P ₂ O ₅	Сумма
Субвулканические габбро														
25	И1821	43,64	4,81	12,16	20,33	Не опр.	0,18	5,32	10,60	2,53	0,11	-	0,33	100,00
26	И1838	47,44	1,02	15,94	13,20	"	0,18	6,54	10,02	2,51	0,51	2,46	0,17	100,01
Уланулинский участок														
27	И2046	44,80	1,24	21,67	11,30	Не опр.	0,19	4,60	13,68	1,52	0,22	0,58	0,21	100,01
28	И2048	47,39	0,80	21,67	9,12	"	0,19	4,81	12,44	2,39	0,34	0,68	0,19	100,02
29	И2050	47,02	1,54	20,01	11,72	"	0,21	4,38	10,99	2,04	0,62	1,26	0,19	99,98
30	И2052	45,21	1,98	19,02	13,56	"	0,20	4,86	11,02	2,44	0,55	1,02	0,16	100,03
31	И2059	48,76	0,65	21,12	8,19	"	0,19	5,48	12,14	2,36	0,26	0,68	0,17	100,02

Примечание. Анализы 4, 8, 13, 14, 17, 20, 21, 23, 24 выполнены в химической лаборатории ИГИГ СО АН СССР, остальные - рентгенофлуоресцентным методом в кабинете петрохимии ИГИГ В.Б. Василенко, Л.Д. Холодовой.

Таблица 14. Средние химические составы породных групп венд-кембрийской габброидно-диабазовой формации Монголии

№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
16	20	56,72 5,41	0,55 0,64	14,07 2,41	8,24 1,25	0,15 0,03	8,53 3,42	7,57 3,85	3,10 1,44	0,60 1,05	0,13 0,29	7,4 3,5	24,9 6,7	80,3 12,2	4,4 11,0	37,2 10,2
2а	4	47,63 0,99	0,58 0,14	23,19 1,78	5,33 1,23	0,14 0,00	5,42 0,85	13,70 1,28	2,31 0,22	0,75 0,17	0,30 0,15	6,7 0,4	20,2 1,7	82,2 4,6	-8,1 2,8	35,3 4,1
2б	18	51,27 2,53	1,66 0,71	14,96 1,99	9,77 1,94	0,16 0,05	7,89 2,60	10,55 3,31	2,66 1,19	0,46 0,33	0,13 0,17	6,4 2,8	28,2 5,4	89,5 6,6	-2,2 3,5	41,1 10,6
3б	14	51,65 3,18	1,56 0,66	14,83 1,02	11,91 2,72	0,16 0,03	5,82 1,46	9,53 2,45	2,94 0,69	0,39 0,40	0,16 0,10	7,0 1,7	26,5 3,5	92,5 6,1	-0,4 5,1	53,3 10,6
4б	5	47,03 1,6	1,25 0,65	20,87 1,11	9,79 1,9	0,20 0,01	4,87 0,41	12,25 1,1	2,17 0,39	0,40 0,18	0,18 0,02	5,8 1,0	23,0 1,8	89,3 4,0	-5,8 2,4	52,7 6,5

Примечание. 1 - Хантайшрская зона, Наранский участок; 2 - Баянхонгорская зона; 3 - участок Шивегун-Ула; 4 - Уланулинский участок. а - высокоглиноземистая мафитовая группа; б - мафитовая группа.

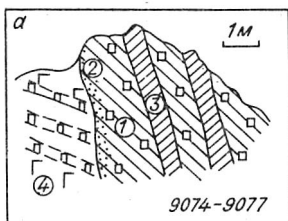
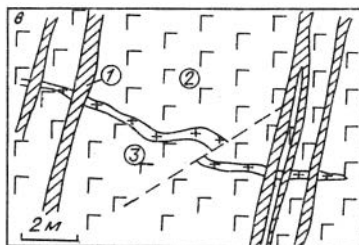
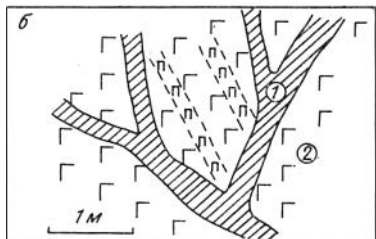


Рис. 24. Зарисовки обнажений Баянхонгорской офиолитовой зоны.

а - дайки плагиоклазовых порфиритов (1) с зоной закалки (2) и афировых диабазов (3), прорывающие дифференцированные габброиды вебстерит-анортозит-габброноритовой формации (4); б - ветвящиеся дайки афировых диабазов (1) в габброидах (2); в - дайки афировых диабазов (1), секущие габброиды (2) и плагиограниты (3).



В Баянхонгорской зоне дайки основного состава распространены на всем ее протяжении. Их геологическое положение в целом аналогично положению даек Хантайширской зоны. Дайки диабазов прорывают гипербазиты, преобразуясь в родингиты /Леснов, Агафонов, 1980/. Интрузивные контакты даек с габбро описаны неоднократно /Леснов, Агафонов, 1980; Коптева и др., 1984, рис. 24, 25/. Важно отметить, что дайки всегда имеют отчетливые зоны закалки и под острыми углами секут расслоенность в базитах (см. рис. 25). В Баянхонгорской зоне также установлены интрузивные контакты габброидов анортозит-вебстерит-габброноритовой формации с вулканитами основного состава, причем дайки диабазов секут как габброиды, так и эффузивы (см. рис. 25, а). Иногда отмечается прорывание дайками диабазов плагиогранитов (см. рис. 24, в).

Ранние дайки представлены плагиоклазовыми порфиритами, которые характеризуются необычно высокими содержаниями глинозема (см. табл. 14). Эти дайки лейкократовые и низкотитанистые. Зоны закалки даек порфировых

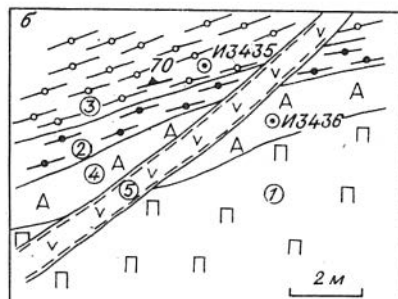
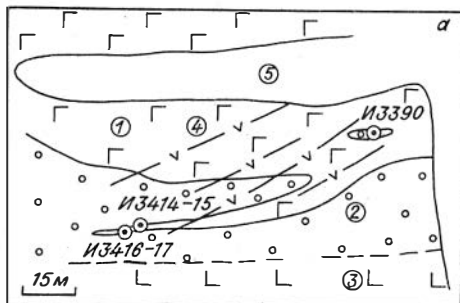


Рис. 25. Зарисовки обнажений Баянхонгорской офиолитовой зоны.

а - контакт габброидов с вмещающими породами: 1 - лейкократовые габбро, 2 - лавобрекчия, 3 - шаровые базальтовые лавы, 4 - дайки диабазов и плагиоклазовых порфиритов, 5 - четвертичные отложения; б - прорывание дифференцированных габброидов дайками диабазов: 1 - вебстериты, 2 - меланократовые и 3 - лейкократовые габбронориты, 4 - анортозиты, 5 - диабазовая дайка с зоной закалки.

диабазов близки по составу к дайкам более поздних афировых диабазов /Коптева и др., 1984/. Последние характеризуются меланократовым, среднетитанистым и низкоглиноземистым уклонами. Описываются постепенные переходы между афировыми диабазами и плагиоклазовыми порфиритами /Леснов, Агафонов, 1980/.

Многочисленные дайки и штокообразные тела габбродиабазового и диоритового состава прорывают габброиды массива Шиветуин-Ула в Дзабханской зоне (см. рис. 22). В южной части массива дайки объединяются в крупное штокообразное тело с ксенолитами габбро. В некоторых дайках отмечаются ксенолиты мраморизованных известняков, следовательно, дайки прорывают не только габброиды, но и вмещающие их вулканогенно-осадочные толщи. По петрохимическим параметрам диорит-диабазы этого района близки к дайкам Хантайширской зоны, но отличаются более лейкократовым составом и повышенным содержанием титана (см. табл. 13, 14).

Интрузивные тела габбродиабазового состава распространены также на значительной территории Озерной и Дагандельской зон. Они установлены также в Монгольском Алтае и на хр. Хан-Хухэй, где всегда сопровождают венд-раннекембрийские вулканы основного состава, образуя среди них вулканогенно-осадочные субвулканические и дайковые тела. Одним из таких примеров является небольшое штокообразное тело габбродиабазов вблизи Уланулинского перидотит-пироксенит-габброноритового интрузива в центральной части Озерной зоны. Это и подобные тела прорывают вулканы основного состава, а сами прорываются гранитоидами тохтогеншильского комплекса. Интрузивы сложены однородными лейкократовыми габбродиабазами с повышенным содержанием титаномагнетита, что находит отражение в повышенной титанистости этих базитов (см. табл. 14).

Таким образом формирование диабазовых комплексов происходило на различных, преимущественно заключительных этапах становления офиолитовых ассоциаций, причем в отличие от предшествующих и последующих дифференцированных интрузий базиты этого типа характеризуются более высоким уровнем щелочности, титанистости и фосфористости.

Перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовая формация

Массивы описываемой формации известны в Алтае-Саянской складчатой области и в Забайкалье. Они выделяются в раннекаледонских структурах Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна и в Восточной Туве в составе усинского, лысогорского, нижнедербинского и мажалькского комплексов /Волохов, Иванов, 1961, 1964; Волохов и др., 1969; Поляков и др., 1974, 1976; Богнибов и др., 1983/. В Северо-Западной Монголии изучено более 30 массивов, относящихся к перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации /Поляков и др., 1984а, б/, которые раньше включались в тохтогеншильский гранитоидный комплекс в качестве его первой фазы /Геология, 1973/.

Анализ закономерностей размещения этих массивов в структурах Западной Монголии с учетом данных по Алтае-Саянской области показывает, что подавляющая часть интрузий размещается в Тувинско-Монгольском раннекаледонском складчатом поясе, простирающемся в субмеридиальном направлении от протерозоид Восточного Саяна до герцинских структур Южно-Монгольской зоны (см. рис. 1). Характерно ареальное размещение интрузивов этой формации без приуроченности к региональным разломам или офиолитовым зонам. В Восточной Туве выделяются южно- и северотувинский ареалы /Поляков и др., 1984а/. В Озерной зоне массивы этой формации объединены в хиргиснурский комплекс, в составе которого выделяются: хиргиснурский, дзабханский, баянца-

ганский и тугурикский очаговые ареалы. Каждый ареал объединяет группу сближенных массивов, обладающих сходным строением, набором пород, их составом, но различающихся размерами и уровнем эрозионного среза. Друг от друга ареалы отстоят на расстоянии, превышающем расстояние между интрузивами в одном ареале.

Интрузивы рассматриваемой формации выходят за пределы раннекаледонских зон, проявляясь в соседних докембрийских выступах или в разделяющих эти выступы промежуточных зонах. Такое положение имеют массивы в Хангайском нагорье, где они объединяются нами в тамирский комплекс /Поляков и др., 1984б/. Массивы тамирского комплекса, установленные в Идэрской зоне, разделяющей древние структуры Тарбагатайского и Сангиленского выступов докембрия, объединяются в идэрский ареал. Линейному плану подчинено размещение массивов тамирского комплекса, выявленных в Байдарикском выступе докембрийского фундамента. Этот олонхудукский ареал протягивается параллельно Баянхонгорской офиолитовой зоне в 100 км к западу от нее и включает несколько небольших дифференцированных интрузивов: Отгонский, Баянбулакский, Олонхудукский, Бумбугэрский и др. (см. рис. 1). Еще один ареал развития массивов тамирского комплекса находится в западной части Тарбагатайского докембрийского выступа и объединяет два интрузива: Орцогулинский и Дуланулинский. Ареалы развития интрузивов тамирского комплекса, очевидно, контролируются ослабленными магмопроводящими линейными структурами раннепалеозойского возраста, которые не совпадают с раннепалеозойскими офиолитовыми зонами. В Западной Монголии не встречено ни одного случая расположения дифференцированного габброидного массива перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации в офиолитовых зонах. В Восточной Монголии офиолитовая ассоциация Керуленской зоны прорывается дифференцированным габброидным массивом горы Ават-Обо, который относится к рассматриваемой формации /Агафонов, Ступаков, 1983/.

ХИРГИСНУРСКИЙ КОМПЛЕКС

Массивы перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации, расположенные в Озерной эвгеосинклинали зоне, нами предложено объединить в хиргиснурский комплекс /Поляков и др., 1984а, б/. Дифференцированные интрузивы этого комплекса прорывают смятые в складки осадочно-вулканогенные отложения венда и нижнего кембрия, в том числе и терригенные отложения бургасутайской свиты (ϵ_1), и прорываются гранитоидами тохтогеншильского комплекса (ϵ_{2-3}). В отличие от габброидов офиолитовых ассоциаций для массивов хиргиснурского комплекса практически всегда устанавливаются интрузивные контакты с вмещающими породами. В контакте образуются амфиболовые роговики, скарноиды и локальные зоны плавления. Дифференцированные габброиды хиргиснурского комплекса не подвержены складчатости и региональному низкотемпературному метаморфизму, что характерно для базитов офиолитовых зон.

Хиргиснурский ареал. В ареале изучено четыре дифференцированных габброидных интрузива, расположенных вдоль южного берега оз. Хиргис-Нур (см. рис. 1). Это Замьинский массив в районе горы Шувун-Харын-Ула, массивы Центральный и Уланулинский, располагающиеся в южной части крупного Хиргиснурского гранитоидного плутона тохтогеншильского комплекса, а также небольшой фрагмент расслоенного интрузива Харачулу, находящегося в восточной части ареала. Последний массив располагается в зоне сочленения структур Озерной и Дзабханской зон.

Замынский массив имеет интрузивные контакты с основными эффузивами и плоччатыми сильно складчатыми известняками с горизонтами песчаников (рис. 26). Известняки вблизи контакта мраморизованы, основные эффузивы ороговикованы. В западной части интрузива габброиды инъецируют сланцы и порфириды (ϵ_1) и содержат их многочисленные ксенолиты. Эндоконтактовая фация Замынского массива представлена амфиболовыми габброноритами, в которых иногда отмечается интерстициальный кварц. Габброиды массива и вмещающие их породы пронизаны дайками и небольшими телами гранитоидов. В южной части интрузива преобладают дайки гнейсовидных амфиболовых кварцевых диоритов, тоналитов и высоконатровых гранитсидов, которые относятся к тохтогеншильскому комплексу (ϵ_{2-3}). В северной части преобладают секущие тела лейкократовых биотитовых двуполовошпатовых гранитоидов и гранодиоритов, которые к северо-западу от Замынского интрузива образуют крупный плутон, входящий в состав позднеордовикского диорит-гранитного комплекса (материалы В.А. Самозванцева и др.). Под воздействием гранитоидов габброиды амфиболлизированы, а в непосредственной близости к контакту гранитизированы. В результате гранитизации они превращены в диоритоподобные породы, трудно отличимые от широко проявленных здесь же гранитизированных основных эффузивов, что привело к неверной трактовке генезиса габброидов /Дергунов и др., 1980/.

Блочное строение Замынского интрузива и его изменения под воздействием гранитоидов затрудняют реконструкцию внутреннего строения. Тем не менее удается выделить расслоенную серию и краевую фацию (см. рис. 26). Расслоенная серия слагает центральную часть массива и имеет северо-западное протирание расслоенности и полосчатости, не совпадающее с направлениями контактов интрузивов. В составе расслоенной серии участвуют оливиновые габбро и оливиновые габбронориты различной меланократовости, а также небольшие горизонты плагиоклазовых лерцолитов, меланотроктолитов, плагиопироксенитов и анортозитов. Небольшая распространенность троктолитов в составе расслоенной серии Замынского массива связана со сравнительно невысокой глиноземистостью исходного расплава (см. табл. 22), что характерно и для других интрузивов хиргиснурского ареала.

В восточной части интрузива в контакте с вмещающими породами обнажаются безоливиновые габбронориты, которые по составу резко отличаются от пород расслоенной серии. Зональность плагиоклаза, повышенная железистость пород, широкое развитие позднемагматического амфибола и полное отсутствие оливина позволяют относить эти породы к краевой фации дифференцированного интрузива /Изох и др., 1988/. В южном направлении через горизонт плагиоперидотитов габбронориты краевой фации сменяются оливиновыми габброидами расслоенной серии. Видимая мощность краевой фации достигает 1 км.

В 2,5 км к юго-западу от Замынского интрузива среди гнейсовидных кварцевых диоритов тохтогеншильского комплекса, содержащих многочисленные ксенолиты гранитизированных сланцев и порфиритов, наблюдается небольшой фрагмент сильно амфиболлизированных габбро и плагиовестеритов, переходящих в центральной части в плагиолерцолиты. Восточная часть этого фрагмента срезается разломом северо-западного протирания. По особенностям петрографического состава, составу минералов и петрохимическим особенностям (см. табл. 22) ультраосновные породы данного выхода тождественны плагиоперидотитам расслоенной серии Замынского массива. Это позволяет считать данный останец оторженцем глубинной части перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритового массива.

Центральный массив расположен в 10 км к юго-востоку от Замынского и представляет собой небольшое вытянутое в широтном направлении тело; разблокированное разломами северо-западного протирания, амплитуда ко-



Рис. 26. Схема геологического строения Замынского массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - эффузивы ($V - \epsilon_1$); 3 - карбонаты; 4 - гранитизированные сланцы и вулканиты; 5-8 - габброиды массива: 5 - амфиболовые габбронориты краевой фации, 6 - породы расслоенной серии (плаггиолерцолиты, троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты), 7 - плаггиолерцолиты, 8 - плаггиовестериты переходной зоны; 9 - разрывные нарушения; 10 - элементы залегания расслоенности и трахитоидности в габбро; 11 - гранитоиды позднеордовикского комплекса (O_3) нерасчлененные.

торых достигает 2-3 км. Северная часть интрузива прорывается среднезернистыми амфибол-биотитовыми гранодиоритами (I фаза) и лейкократовыми гранитами (III фаза) Шаратологского плутона (D_3). Южная часть массива располагается в останце венд-кембрийской осадочно-вулканогенной толщи среди раннепалеозойских гранитоидов (рис. 27). Установлен интрузивный контакт габброидов с вмещающими породами. Маломощные прослои скарнированных известняков срезаются краевой фацией Центрального массива. В габброидах встречаются ксенолиты ороговикованных порфиритов, а во вмещающих породах - тонкие инъекции амфиболовых габбро.

Несмотря на небольшие размеры, Центральный массив имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Краевая фация представлена оливиновыми габброноритами, характеризующимися более широким, чем это свойственно габброидам расслоенной серии, развитием ортопироксена и пойкилитового бурого амфибола. Сохранение оливина в краевых частях Центрального массива, по-видимому, обусловлено небольшими его размерами и слабым проявлением приконтактовой лейкократизации, что позволяет использовать состав краевой фации этого интрузива для оценки состава родоначального расплава. Непосредственно к породам краевой фации примыкает базальный горизонт плаггиоклазовых лерцолитов, который прослеживается по периметру Центрального массива (см. рис. 27). Выше по разрезу располагаются троктолиты, оливиновые габбро и оливиновые габбронориты, варьирующие по меланократовости. В интрузиве слабо проявлена первичномагматическая расслоенность, изредка наблюдается полосчатость и трахитоидность. Верхняя часть разреза представлена оливиновыми габброноритами и анортозитами. Анортозиты в шлирах и небольших горизонтах встречаются в центральной части интрузива и среди плаггиоперидотитов базального горизонта. В габброидах расслоенной серии отмечается редкая шлировая вкрапленность пирротина, халькопирита и пентландита.

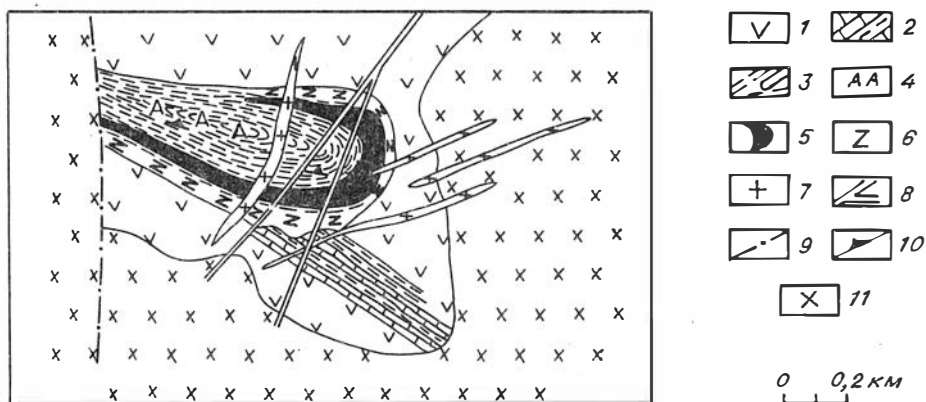


Рис. 27. Схема строения южной части Центрального массива.

1 - гранитизированные эффузивы основного состава; 2 - ороговикованные сланцы с прослоями карбонатов; 3 - породы расслоенной серии: оливинные габбронориты; 4 - лейкогаббро; 5 - плагиоперидотиты, меланотроктолиты; 6 - амфиболсодержащие оливинные габбронориты краевой фации; 7 - мелкозернистые граниты и гранит-аллиты; 8 - дайки диабазов; 9 - разрывные нарушения; 10 - элементы залегания расслоенности и трахитоидности в габброидах; 11 - кварцевые диориты и тоналиты тохтогеншильского комплекса (ϵ_{2-3}).

Центральный массив можно рассматривать как один из эталонных интрузивов перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации. В нем представлены все характерные для массивов этой ассоциации типы пород: плагиоперидотиты, троктолиты, оливинные габбро и анортозиты. Все это наряду с отсутствием сильных вторичных изменений и хорошей детальностью опробования позволяет провести оценку состава, родоначального для данного интрузива расплава, смоделировать последовательность появления кумулусных парагенезисов, используя программу "Кристаллизация" (см. рис. 39).

Уланулинский массив находится в южной части крупного Хиргиснурского интрузива тохтогеншильского комплекса (ϵ_{2-3})*. Вмещающие породы, представленные отложениями бургасутайской свиты (ϵ_1 ?), превращены в биотитовые сланцы. Среди вмещающих пород широко проявлены дайки и небольшие интрузивные тела габбро и габбродиабазов, относящихся к раннепалеозойскому габбродиабазовому комплексу. Непосредственных взаимоотношений габброидов Уланулинского массива с габбродиабазами не установлено, однако последние отсутствуют в контуре дифференцированного интрузива. В габброидах встречаются многочисленные ксенолиты сланцев, пронизанные тонкими инъекциями мелкозернистых габбро. В данном случае мы имеем дело с верхней слабо эродированной частью крупного дифференцированного интрузива, в котором сохраняются провесы кровли. С этим согласуется слабое развитие ультрабазитов в составе расслоенной серии и преобладание лейкократовых оливинных габбро и анортозитов.

Массив рассечен огромным количеством даек различного состава и возраста, которые образуют две системы широтного и меридионального простирания. Дайки диабазов и диабазовых порфиритов широтного простирания прорывают расположенный восточнее гранитоидный массив верхнедевонского возраста и имеют

* Геологические схемы большинства массивов этой формации опубликованы /Поляков и др., 1984а, б/ и здесь не приведены.

региональное распространение. Габброидный массив прорывается небольшими штокообразными телами гранит-порфиров и лейкогранитов, относящихся к поздним фазам Хиргиснурского интрузива. Массив сложен оливковыми лейкогаббро, габброноритами и анортозитами с отчетливой первичномагматической расслоенностью. Горизонты плагиоклазовых перидотитов в данном интрузиве отсутствуют. Эти породы встречены в южной и центральной частях интрузива в виде небольших скоплений изометричных или овальных блоков среди лейкократовых оливковых габбро, положение которых не согласуется с расслоенностью во вмещающих их габброидах. Контакт габброидов с ультрабазитами резкий, однако признаки интрузивного контакта (зоны закалки, инъекции, явления лейко- или меланократизации) отсутствуют. По особенностям структуры, составу пород и минералов ультраосновные породы из этих блоков аналогичны плагиоперидотитам из согласных горизонтов в других массивах перидотит-пироксенит-габброноритовой формации Северо-Западной Монголии, что не позволяет рассматривать их в качестве ксенолитов альпинотипных гипербазитов, которые в этом районе отсутствуют.

В южной части Уланулинского массива среди амфиболовых лейкократовых габбро установлена дайка пикритового порфирита, внедрившаяся до образования меридионального дайкового пояса. Дайка пикритового порфирита имеет зональное внутреннее строение. Зона закалки представлена мелкозернистыми оливковыми габбродиабазитами с редкими крупными вкрапленниками оливина. Центральная часть сложена меланократовыми пикродолеритами с обилием крупных вкрапленников оливина, содержащих включения хромшпинелидов. Между этими зонами устанавливается область, полностью лишенная вкрапленников. Обогащение оливинам центральной части связано с перераспределением оливковых вкрапленников при течении расплава по трещине. Реальность такого процесса показана на примере перемещения интрателлурических вкрапленников оливина и других минералов во внутренние части долеритового силла Карру (Южная Намибия) / Richardson, 1979/, расслоенной дайки Сыониш (Шотландия) / Parslow, 1976/ и т.д. Этим же механизмом объясняется вертикальная расслоенность в подводящих каналах некоторых габброидных интрузивов /Brattacharji, 1964; Протерозойские ультрабазит-базитовые формации..., 1986/, а также горизонтальная расслоенность в дифференцированных массивах /Добрецов и др., 1984/.

По особенностям вещественного состава пород и слагающих их минералов (см. табл. 17, 22) дайка пикродолеритов близка к габброидам Уланулинского интрузива, при этом дифференциация течения внутри дайки дает тот же тренд составов, что и кристаллизационно-гравитационная дифференциация оливина в расслоенной серии перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов. Это подтверждает возможность образования всей серии пород за счет данного процесса. Состав зоны закалки этой дайки в целом близок к предполагаемым составам родоначальных расплавов для массивов хиргиснурского ареала одноименного комплекса (см. табл. 22). Поэтому можно считать, что образование пикродолеритов и дифференцированного массива происходило из близкого по составу родоначального расплава. В то же время появление новых порций меланобазитового расплава, образующих дайку после формирования расслоенного массива, свидетельствует о возможности неоднократного поступления базитового расплава в магматическую камеру. В последнее время появилось большое количество работ, в которых ритмичность, характерная для крупных дифференцированных массивов, объясняется неоднородностью заполнения интрузивной камеры /Davies, Cawthorn, 1984/.

Массив Харачулу находится к юго-востоку от оз. Хиргис-Нур в сочленении структур Озерной и Дзабханской зон (см. рис. 1). Он располагается в северо-восточной части крупного Тас-Улинского интрузива тохтоген-

шильского комплекса и состоит из изолированных фрагментов, разобренных прорывающими их гранитоидами. Северный фрагмент сложен сильно амфиболитизированными габброидами. Южный фрагмент состоит из двух частей, разделенных разломом и значительно различающихся по набору слагающих их пород. Южный участок сложен оливиновыми габбро и габброноритами с элементами расслоенности и полосчатости, среди которых встречаются согласные прослои и линзы плагиоперидотитов, меланотроктолитов и меланократовых оливиновых габбро. По-видимому, этот участок представляет собой фрагмент расслоенной серии крупного дифференцированного перидотит-пироксенит-габброноритового интрузива, расчлененного гранитоидами тохтогеншильского комплекса. В северной части обнажается краевая фация этого интрузива, поскольку здесь наблюдаются безоливиновые габбронориты, варьирующие по меланократовости и характеризующиеся более высоким содержанием SiO_2 и высокой железистостью пород. К северу от этого фрагмента отмечаются выходы сильно гранитизированных основных эффузивов, но непосредственных контактов габбро с ними не наблюдалось. В краевой фации массива Харачулу прослеживаются первичномагматическая расслоенность и трахитоидность, что характерно для краевых фаций крупных расслоенных интрузивов хиргиснурского комплекса.

Массив Харачулу несколько отличается по составу пород и минералов (см. табл. 17, 22, рис. 34, 35) от других массивов хиргиснурского комплекса. Для него характерны более высокая железистость пород, повышенная титанистость, более высокая железистость оливина. Возможно, такие результаты обусловлены фрагментарностью его изученности и преобладанием в выборке пород краевой фации, а возможно, связаны с отличным от других интрузивов хиргиснурского ареала тектоническим положением.

Дзабханский ареал объединяет несколько сближенных расслоенных интрузивов к северо-востоку от оз. Хара-Нур и в междуречье Дзабхана и Хунгуй-Гола. Это небольшие фрагменты и останцы в различной степени измененных дифференцированных габбро и ультрабазитов среди гранитоидов Харанурского интрузива тохтогеншильского комплекса, контрастно расслоенное тело горы Сар-Хайрхан в правобережье Дзабхана и сильно амфиболитизированный ультрабазит-базитовый интрузив горы Тас-Хайрхан в левобережье р. Хунгуй-Гол (см. рис. 1).

Сархайрханский массив представляет собой хорошо сохранившийся фрагмент нижней части расслоенной серии дифференцированного интрузива. В его разрезе, видимая мощность которого 400 м, вскрываются оливиновые габбро и габбронориты, сильно варьирующие по меланократовости и переходящие в меланотроктолиты и плагиолерцолиты. Среди плагиолерцолитов встречаются небольшие прослои, линзы или шпирсы лейкократовых габбро, троктолитов и анортозитов. Образование лейкократовых обособлений в ультрабазитах этого формационного типа связано с отделением интерстициального остаточного расплава в трещины, возникающие в результате термоусадки. Этим объясняется относительно более низкая основность плагиоклаза из анортозитовых прослоев в плагиоперидотитах по сравнению с самостоятельными лейкократовыми горизонтами в расслоенной серии. Среди плагиоперидотитов Сархайрханского массива встречены блоки (участки) лейкотроктолитов овальной формы, имеющие с ультрабазитами резкие контакты, но без каких-либо признаков интрузивных соотношений. Как и в случае с плагиоперидотитами Уланулинского массива, они, очевидно, представляют собой будинированный горизонт троктолитов.

В Сархайрханском массиве выявлено много даек, близких по составу к породам расслоенной серии и представленных оливиновыми габбро- и габброноритами, габброноритами и пироксенитами. Наиболее поздними являются дайки пегматоидных амфиболовых габбро. Такие дайки и жилы широко проявлены в дру-

гих массивах хиргиснурского и тамирского комплексов. Они не выходят за контуры интрузивов, не имеют зон закалки и предшествуют внедрению гранитоидов тохтогеншильского комплекса, что наряду с близостью их состава к породам расслоенной серии позволяет рассматривать их в качестве собственной дайковой фации, формирование которой завершает образование расслоенной серии. Как правило, кумулюсный парагенезис даек отвечает интеркумулясному минералам тех пород, в которых эти дайки располагаются. Так, дайки оливиновых габбро широко проявлены в плагиоперидотитах и троктолитах, а дайки габброноритов – среди оливиновых габбро.

Дзабханский массив представлен фрагментами в гранитоидах Харанурского интрузива. Некоторые фрагменты сложены амфиболизированными оливиновыми габбро, плагиолецполитами, плагиовестеритами. В отдельных блоках сохраняются расслоенность и полосчатость, в которых участвуют оливиновые габбро и габбронориты с горизонтами плагиоперидотитов. Габброиды содержат ксенолиты сланцев, встречающиеся среди гранитоидов Харанурского массива. В свою очередь, габброиды прорываются диоритами, гранодиоритами и гранитами этого массива.

Баянцаганский ареал объединяет группу перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовых интрузивов в юго-западной части Озерной зоны к югу от оз. Хара-Ус-Нур и Хара-Нур (см. рис. 1). В этом ареале были изучены Хайрханский массив, расположенный в гольцовой части хр. Бумбату-Хайрхан (Джаргаланту) и Баянцаганский массив, находящийся в 40 км к востоку в ур. Баянцаганы-Нуру.

Хайрханский массив является одним из наиболее крупных интрузивов перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации в Западной Монголии (около 80 км²) (см. рис. 28). В северной части интрузива в верховьях р. Уртуин-Гол установлено прорывание габброноритами сильно дислоцированных ороговикованных сланцев, песчаников, гравелитов и известняков, которые относятся к бургасутайской свите (ϵ_1). Интрузивный контакт наблюдался в южной части массива в районе род. Шара-Булак. Восточная часть Хайрханского массива нарушена разломом северо-западного простирания, по которому в контакт с различными фациями расслоенного интрузива приведены дислоцированные отложения бургасутайской свиты, прорванные многофазной интрузией кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов тохтогеншильского комплекса (ϵ_{2-3}).

Западная часть Хайрханского массива уничтожена крупным интрузивом этого же комплекса. Интрузивные контакты кварцевых диоритов тохтогеншильского комплекса и габброноритов эндоконтактной фации Хайрханского массива наблюдались нами северо-западнее пер. Улин-Даба. Габброиды в контакте ороговикованы и уралитизированы, что затрудняет первичномагматические структуры и затрудняет их полевую диагностику. Вероятно, это привело ряд авторов к выводам о постепенных переходах между габброидами и кварцевыми диоритами /Павленко, 1974; Дергунов и др., 1980/. Наши наблюдения указывают на интрузивную природу как габброидов, так и кварцевых диоритов, при этом последние прорывают породы краевой фации и расслоенной серии и не вписываются во внутреннюю структуру Хайрханского интрузива (рис. 28).

Хайрханский массив имеет классическое концентрически-зональное внутреннее строение, нарушенное многочисленными разломами, зонами дробления и интрузиями гранитоидов. В его строении выделяются краевая фация и расслоенная серия. Расслоенная серия преобладает по объему и составляет центральную часть интрузива. Для нее характерны расслоенность, дифференцированность и ритмичность. Расслоенность имеет преимущественно северо-западное простирание, согласное с простиранием массива, и крутые углы падения. Некоторое выполаживание и изменение элементов простирания расслоенности наблюдается

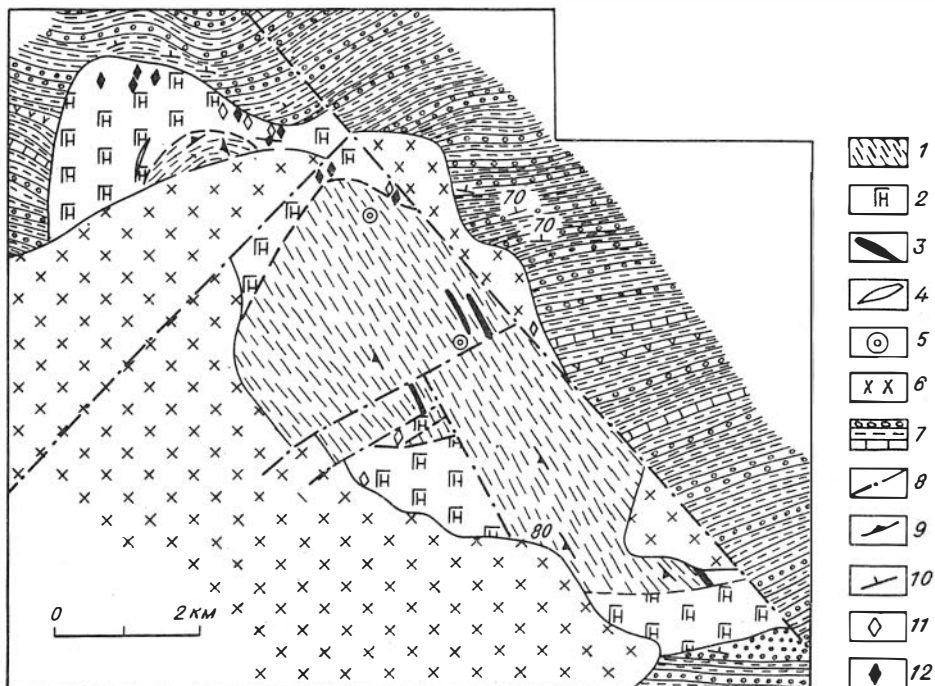


Рис. 28. Схема геологического строения Хайрханского массива.

1 - породы расслоенной серии; 2 - габбронориты (амфиболовые) краевой фации; 3 - плагиоперидотиты и дуниты плагиоклазосодержащие; 4 - плагио-вебстериты; 5 - орбукулярные габбро; 6 - Диориты тохтогеншильского комплекса; 7 - вулканогенно-терригенные отложения ($V - \epsilon_1$); 8 - разрывные нарушения; 9, 10 - элементы залегания: 9 - расслоенности и трахитоидности в габбро, 10 - слоистости во вмещающих отложениях; 11 - халькопиритовая минерализация; 12 - пирротин-халькопиритовая минерализация.

в северной части массива вблизи перехода к габброноритам краевой фации (см. рис. 28). Расслоенная серия представлена плагиодунитами, плагиоверлитами, троктолитами, оливковыми габбро, габброноритами и оливкисодержащими анортозитами. Наиболее широко распространены лейкократовые оливковые габбро и троктолиты; ультраосновные разновидности (дуниты и плагиоверлиты), образующие горизонты и прослои в расслоенной серии, имеют ограниченное распространение.

Краевая фация Хайрханского интрузива, видимая мощность которой достигает 1-2 км, сложена безоливковыми габброноритами. По направлению к контакту они постепенно сменяются кварцсодержащими амфиболовыми габброноритами. За счет появления интерстициального кварца породы приближаются по составу к кварцевым диоритам, но сохраняется габброофитовая структура. Для краевой фации данного интрузива в отличие от небольших массивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации *Изох* и др., 1988/ характерны явления первичномагматической расслоенности, дифференцированности и трахитоидности, простирание которых всегда совпадает с направлением контакта. В качестве дифференциатов в краевой фации участвуют плагио-вебстериты, мелано-, мезо- и лейкократовые габбронориты. Изредка встречаются небольшие горизонты и прослои анортозитов, сложенных более кислым зональным плагиоклазом, нежели анортозиты из расслоенной серии (табл. 15).

Таблица 15. Последовательность кристаллизации и состав минералов Хайрханского массива

№ обр.	Порода	Последовательность кристаллизации	Ан, %	Ол, f	Рп, f
<u>Расслоенная серия</u>					
И2191	Плагиоперидотит	Ол+Шп-Рп-Мп-Пл	86	18	20
П5864	Меланотроктолит	Ол-Ол+Пл-Рп*	86-91	22	26
Кр5841а	"	Ол+Шп-Ол+Пл-Рп*	88	-	-
Кр5839	Мезократовый троктолит	Ол+Пл-Рп+Мп+Пл	89	-	24
П6657г	Троктолит	Ол+Пл-Рп*	89	22	23
И2212	"	Ол+Пл-Рп+Мп+Пл	87	24	21
И2211	Лейкотроктолит	Ол+Пл-Рп+Мп+Пл	86	-	-
Кр5844	Оливиновый габбронорит	Ол-Рп* -Пл+Мп	90	25	22
Кр5824	Оливиновое габбро	Ол+Пл-Пл+Мп	90	-	-
И2209	Оливиновые лейкогаббро	Ол+Пл-Рп* -Пл+Мп	90	22	21
И2187	" "	Ол+Пл-Рп* -Пл+Мп	86-90	24	21
Кр5843	Анортозит	Пл	85	-	-
<u>Переходная зона</u>					
П6607	Оливиносодержащий плагиовестерит	Ол+Шп-Рп+Мгн-Мп+Пл	63-82	22	24
И2190	Габбронорит	Рп+Пл-Пл+Мп	80	-	26
И2206	"	Рп+Пл-Пл+Мп	80	-	-
Кр5837	"	Рп-Пл+Мп	77-84	-	27
Кр5792	"	Рп-Пл+Мп	57-76	-	26
П5871	Меланогаббронорит	Рп-Пл+Мп	59-76	-	25
Кр5794	Норит	Рп-Рп+Пл	69-74	-	25
<u>Краевая фация</u>					
Кр5162	Плагиовестерит	Рп+Мгн-Мп-Пл	53-85	-	29
Кр5798	Габбронорит	Рп+Пл-Пл+Мп	48-61	-	-
Кр5797	"	Рп-Пл+Мп	48-54	-	-
И2207	"	Рп-Пл+Мп	48-59	-	-
П6627	Лейкогаббро	Рп+Пл-Пл+Мп	42-58	-	39
<u>Закалочная фация</u>					
П6643	Кварцсодержащий габбронорит	Рп+Пл-Мп+Пл-Кв	37-56	-	35
П6644	То же	Рп+Пл-Мп+Пл-Кв	31-56	-	25

Примечание. Рп* - ортопироксен из кайм вокруг оливина. Состав минералов определен иммерсионным методом.

Характер перехода между породами расслоенной серии и краевой фации в Хайрханском массиве непосредственно наблюдать не удалось, однако в области перехода встречается широкая гамма пород промежуточного состава, аналогичная той,

что характерна для переходной зоны Баянцаганского массива /Изох и др., 1988/. Это – оливинсодержащие плагиовестериты, оливиновые нориты, оливиновые габбронориты и габбронориты с высокой основностью плагиоклаза (см. табл. 15). Все эти породы не встречаются в составе расслоенной серии на удалении от краевой фации.

В гольцовой части Хайрханского массива среди оливиновых габбро и троктолитов расслоенной серии, недалеко от перехода к породам краевой фации установлены орбикулярные габбро. Орбикулы имеют диаметр от 3–4 до 30–40 см, причем внутри них наблюдается концентрическая микрослоистость, напоминающая расслоенность в массиве в целом. Овоиды соприкасаются друг с другом, испытывая при этом пластические деформации. Геологическая позиция орбикулярных габбро не ясна, отметим только, что подобные образования широко проявлены именно в массивах перидотит–пироксенит–габброноритовой формации, хотя и имеют крайне ограниченное площадное распространение /Балыкин и др., 1987/. Орбикулярные габбро встречены в расслоенной серии Баянцаганского массива, где они располагаются среди мощного горизонта тонкорасслоенных лейкотроктолитов и сами отвечают по составу троктолитам. Шаровые габбро, собранные в 1930 г. П.П. Сизовой из Хайрханского массива, имеются в коллекции Геологического музея им. А.П. Карпинского. Они детально описаны О.М. Галаховой /1963/. Так же как и породы массива, орбикулярные габбро подразделяются на две различные по составу группы. Одни габбро по валовому составу и составу центральной части обособлений отвечают лейкократовым троктолитам, среди которых они и располагаются, другие – безоливиновому габбронориту и близки по составу к габброноритам краевой фации массива.

Баянцаганский массив представляет собой небольшие этмолиитообразное тело. Современное крутое залегание расслоенности возникло в результате наложенных тектонических движений. Массив прорывает смятые в складки и метаморфизованные в фации зеленых сланцев основные эффузивы, тонкоструктурные известняки, песчаники и алевролиты с горизонтами андезитов и андезитобазальтов (рис. 29). Эти породы рассечены многочисленными дайками афировых диабазов, плагиоклазовых и плагиоклаз–авгитовых порфиритов, также подвергшихся складчатости и зеленосланцевому метаморфизму. Дайки–апофизы Баянцаганского массива в отличие от габбродиабазовых даек не испытывают складчатых деформаций и метаморфизма. С хранятся ненарушенными даже тонкие (1–2 см) инъекции амфиболовых габброноритов закалочной фации среди андезитобазальтов. Аналогичные контакты установлены для Хайрханского, Замынского и других массивов хиргиснурского комплекса. На основе таких наблюдений можно сделать вывод, что внедрение габброидов этого типа происходило после завершения основного этапа каледонской складчатости и, следовательно, они отвечают раннеорогенной (переходной) стадии, предшествуя массовому гранитообразованию в раннем палеозое.

Контакт габброидов Баянцаганского массива с вмещающими породами активный, интрузивный. В контакте с известняками образуются гранат–амфиболовые скарны, среди которых встречаются магнетитовые линзы. По эффузивам и сланцам возникают амфиболовые роговики, мощность которых достигает 100–150 м. В самом контакте устанавливается зона двуширокосековых роговинок. В тех участках, где с габброидами массива контактируют метапелиты, в них появляются мигматитоподобные кварц–полевошпатовые обособления, которые, вероятно, образуются в результате частичного плавления вмещающих пород под действием высокотемпературного магнезиально – высокоглиноземистого базитового расплава. Приконтактовое плавление в связи с массивами перидотит–пироксенит–анортозит–габброноритовой формации проявлено широко и наблюдалось нами, кроме того, в экзоконтактах Олонхудукского и Орцугулинского массивов тамирского комплекса. Приконтактовые гранитоидные выплавки, однако, трудно

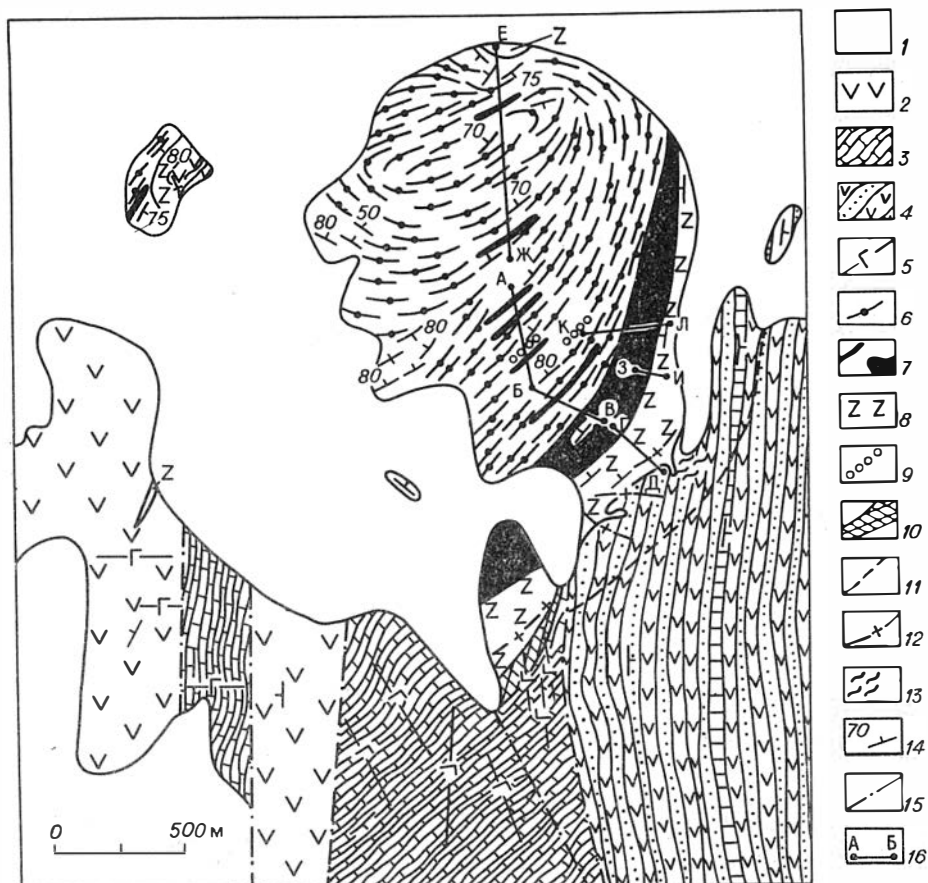


Рис. 29. Схема строения Баянцаганского массива.

1 - четвертичные отложения; 2-4 - вмещающие породы ($V-\epsilon_1$); 2 - эффузивы основного состава (диабазы, диабазовые порфириды), 3 - известняки, 4 - вулканогенно-осадочные отложения; 5 - дайки габбродиабазов и плагиопорфиритов; 6, 7 - породы расслоенной серии: 6 - оливиновые габбро, оливиновые габбронориты и лейкотроктолиты, 7 - плагиоперидотиты и меланотроктолиты; 8 - габбронориты, амфиболовые габбронориты краевой фации; 9 - орбикулярные габбро; 10 - гранат-амфиболовые скарны; 11 - граница зоны ороговикования; 12 - дайки гранофиров; 13 - мигматитовые обособления; 14 - элементы залегания; 15 - разрывные нарушения; 16 - разрезы.

распознать тогда, когда габброиды прорываются последующими гранитоидными массивами.

Внутреннее строение Баянцаганского массива отчетливо концентрически-зональное с явлениями ритмичной расслоенности (см. рис. 29, рис. 30). В его строении выделяются расслоенная серия, краевая и закалочная фации. Расслоенная серия слагает центральную часть массива и преобладает по объему. Расслоенность, направление которой не везде согласуется с направлением контактов и имеет крутые падения, обусловлена частой перемежаемостью различных по меланократности оливиновых габбро, габброноритов, троктолитов, плагиоверлитов и плагиоферролитов (см. рис. 30).

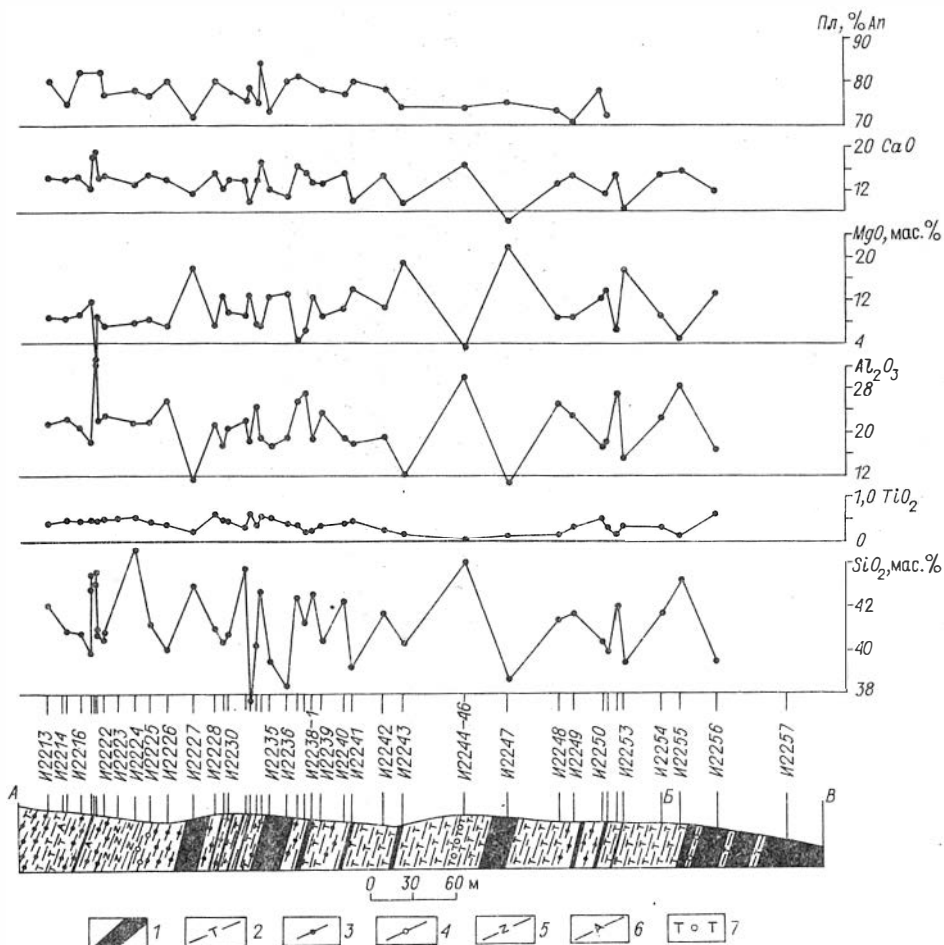


Рис. 30. Характер изменения состава пород Баянцаганского массива по разрезу А-Б-В (см. рис. 29).

1 - плагиоперидотиты и меланотроктолиты; 2 - троктолиты; 3 - оливиновые габбро; 4 - оливиновые габбронориты; 5 - габбронориты; 6 - анортозиты и лейкогаббро; 7 - орбикулярные габбро.

В основании расслоенной серии располагается базальный горизонт плагиоверлитов, переходящих при приближении к краевой фаши в плагиолерцолиты за счет появления интеркумуляусного ортопироксена. Помимо плагиоверлитов в нижней части разреза проявлены меланократовые оливиновые габбро и троктолиты с небольшими горизонтами троктолитов и лейкократовых оливиновых габбро. Анортозитовые прослои в этой части разреза редки и маломощны. Выше по разрезу наблюдается большое количество ритмов различной мощности и полноты. В нижней части разреза преобладают двухчленные ритмы, основание которых слагают породы, имеющие оливин-шпинелевый кумулюсный парагенезис - плагиоверлиты и меланотроктолиты. Верхняя часть этих ритмов сложена породами, имеющими оливин-плагиоклазовый кумулюсный парагенезис - троктолиты. Редко в нижней части разреза встречаются трехчленные ритмы, верхи которых сложены породами с оливин-плагиоклаз-клинопироксеновым кумулюсным

парагенезисом – оливковыми габбро. В этой части разреза встречаются горизонты с тонкой ритмичной расслоенностью, которая проявляется исключительно в породах, имеющих лейкотроктолитовый валовый состав. Ритмичность выражается также в частом тонком (0,1–1 см) чередовании мелано- и лейкократовых троктолитов с повышенным содержанием рудного минерала без изменения состава минералов и структурно-текстурных особенностей пород.

В средней и верхней частях разреза преобладают трех- и четырехчленные ритмы, в которых наблюдается следующая последовательность смены кумулюсных парагенезисов: оливин – оливин + плагиоклаз – оливин + плагиоклаз + клинопироксен – плагиоклаз + клинопироксен ± ортопироксен. Габбронориты из расслоенной серии в отличие от габброноритов краевой фации характеризуются более высокой основностью незонального плагиоклаза (до 75 % An). В этой части разреза преобладают породы, отвечающие по составу оливковым габбро различной меланократовости. Широко проявлены горизонты лейкократовых габбро и анортозитов. В целом по разрезу наблюдается такая же последовательность смены минеральных парагенезисов, что и в пределах отдельного ритма, отражающая понижение температуры кристаллизации базитового расплава.

Благодаря тому, что Баянцаганский массив не нарушен интрузиями более поздних гранитоидов, в нем хорошо удается распознать краевую фацию. Это позволяет выяснить особенности ее строения, состава и непосредственно в коренном обнажении проследить соотношения с расслоенной серией и закалочной фацией. Краевая фация, мощность которой достигает 200 м, выдержана по периметру массива и резко отделяется от расслоенной серии. Она сложена безоливиновыми габброноритами. Переход от них к породам нижнего кумулюсного горизонта расслоенной серии осуществляется в интервале 10–20 м (см. рис. 29, рис. 31).

В краевой фации слабо выражены явления первичномагматической расслоенности, хотя часто наблюдается трахитоидность, направление которой всегда совпадает с направлением контактов массива и в ряде случаев не согласуется с простираемостью расслоенности и полосчатости в центральных частях массива (см. рис. 29). В Баянцаганском интрузиве дифференциация в краевой фации отсутствует. Встречаются только небольшие горизонты лейкократовых габброноритов и шпирь крупнозернистых пегматоидных кварцевых диоритов, в которых установлена халькопиритовая вкрапленность.

Краевая фация Баянцаганского массива имеет асимметричное строение. Внутренняя часть сложена среднезернистыми трахитоидными безоливиновыми габброноритами, в которых кумулюсный парагенезис представлен ортопироксеном, имеющим более высокую железистость нежели интеркумулюсный ортопироксен из пород расслоенной серии (см. табл. 19). Плагиоклаз в этой части краевой фации слабо зональный (63–67 % An). Позднемагматический амфибол развит значительно шире, чем в расслоенной серии, но не является порообразующим минералом. По направлению к контакту наблюдается переход к амфиболовым габброноритам, в которых амфибол образует крупные пойкилокристаллы. Орто- и клинопироксены ближе к контакту встречаются только в виде реликтов среди буро-зеленого амфибола. Увеличение количества амфибола по направлению к контакту, очевидно, связано с насыщением приконтактового расплава флюидами. Основность плагиоклаза в центральной части краевой фации уменьшается (см. рис. 31), при этом увеличивается степень его зональности. В 100 м от контакта в амфиболовых габброноритах в небольшом количестве появляется кварц, что наряду с увеличением количества амфибола приводит к переходу от габбро к габбродиориту, габбровая структура при приближении к контакту сменяется габброфитовой.

Закалочная фация, мощность которой исчисляется первыми метрами, пред-

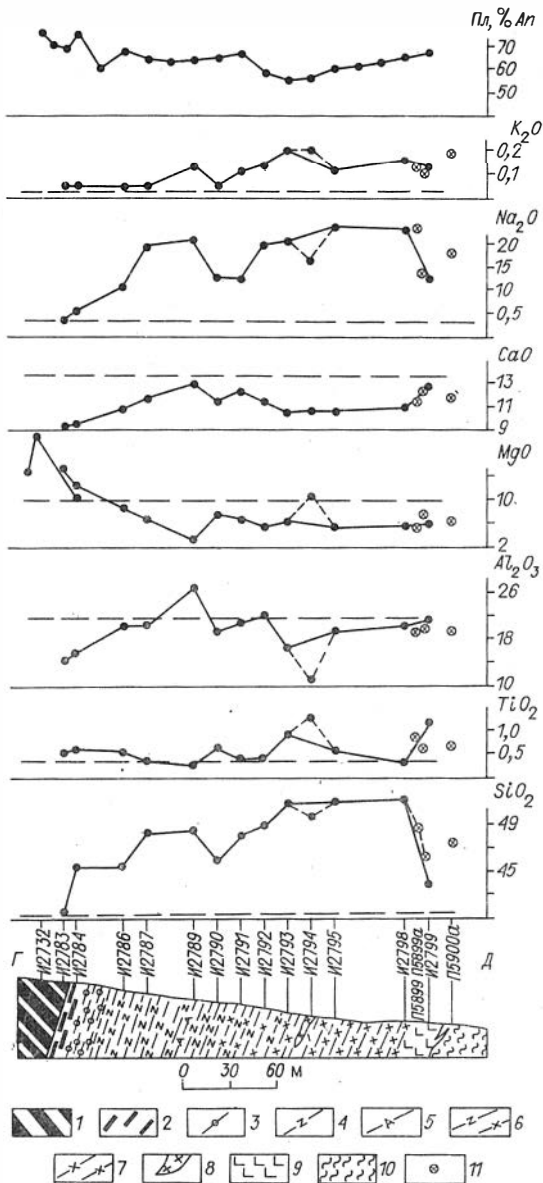


Рис. 31. Изменение состава пород краевой фации Баянцаганского массива по разрезу Г-Д (см. рис. 29).

1 - плагиоперидотиты; оливковые верлиты; 2-7 - габбронориты: 2 - меланократовые безоливиновые, 3 - переходной зоны, 4 - краевой фации, 5 - лейкократовые, 6 - амфиболовые, 7 - амфиболовые с интерстициальным кварцем; 8 - пегматитовые кварцевые диориты; 9 - амфиболовые габбронориты закалочной фации; 10 - вмещающие породы, 11 - габбродиабазы из даек.

ставлена мелкозернистыми меланократовыми габбродiorитами с офитовой структурой. Основность плагиоклаза в породах закалочной фации более высокая, чем в центральной части краевой фации (60-66 % An), но более низкая, чем в породах расслоенной серии. Широко проявлен позднемагматический буро-зеленый амфибол и интерстициальный кварц. Такой же состав имеют дайки-апофизы в экзоконтакте Баянцаганского массива. Переходная зона между расслоенной серией и краевой фацией имеет мощность не более 20 м и сложена резко меняющимися по минеральным парагенезисам породами. Внутренняя зона, примыкающая к плагиоклазовым лерцолитам нижнего кумулюсного горизонта расслоенной серии, сложена меланократовыми оливковыми габброноритами, приближающимися по составу к оливковым вебстеритам. По направлению к кра-

евой фации эти породы сменяются меланократовыми безоливиновыми габброноритами, для которых характерен незональный плагиоклаз высокой основности (65-70 % An). Оливин встречается только во внутренних частях переходной зоны. Он представлен крупными сильно корродированными кристаллами, содержащими включения жромшпинели, что характерно для раннего оливина из базального горизонта расслоенной серии. По составу оливин из пород переходной зоны не отличается от оливина из нижнего горизонта расслоенной серии (см. табл. 17). Характерной особенностью пород этой зоны является замещение оливина ортопироксеном и магнетитом, которые образуют тонкие симплектитовые сростания. Ортопироксен из пород переходной зоны имеет несколько меньшую железистость ($f = 28,4$), нежели кумулюсный ортопироксен из габброноритов краевой фации.

Наличие переходной зоны можно объяснить следующим образом. В результате осаждения раннего оливина в нижней части интрузива образуется мощный горизонт меланократовых пород – плагиоверлитов и меланотроктолитов. Часть оливина, осаждающаяся, попадает в обогащенную кремнеземом и щелочами краевую зону, образование которой связано с процессами ассимиляции H_2O и SiC_2 из вмещающих пород /Изох и др., 1988/, оливин растворяется с последующей кристаллизацией ортопироксена, в результате чего на контакте нижней части расслоенной серии и краевой фации образуется горизонт плагиоверлитов и меланократовых габброноритов. Наличие переходной зоны указывает на то, что обогащение приконтактового расплава кремнеземом и щелочами происходило до начала кристаллизации оливина в центральных частях массива.

Тугурикский ареал расположен в южной части Озерной зоны в области сочленения с герцинскими структурами Южной Монголии (см. рис. 1). Некоторые массивы встречаются среди раннепалеозойских и более древних блоков южнее Главного Монгольского линеамента.

Тугурикский массив расположен в 15 км к западу от сомона Тугурик в районе гор Ихэ-Хара-Ула и Бага-Хара-Ула. В.А. Федоровский оливиновые габбро этого интрузива отнес к урэгнурскому комплексу /Геология..., 1973/. По нашим данным, он является типичным представителем перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации. Обнаженная часть Тугурикского массива составляет около 16 км². Он перекрыт четвертичными отложениями и прорван гранитоидами тохтогеншильского комплекса. Интрузив осложнен разломами, блокирован, сильно амфиболизирован. Наиболее сохранившимся является западный блок Тугурикского массива, где в районе горы Ихэ-Хара-Ула расположен структурный центр расслоенного интрузива. В составе расслоенной серии преобладают лейкократовые троктолиты и оливиновые габбро, среди которых встречаются редкие маломощные горизонты меланократовых троктолитов и плагио-перидотитов. По-видимому, в этой части обнажается верхняя часть расслоенной серии.

В центральной части массива среди дифференцированных оливиновых габбро и троктолитов встречаются мощные горизонты плагио-перидотитов. Габброиды в этой части интрузива подверглись интенсивной амфиболизации и перекристаллизации. Местами они превращены в амфиболиты и крупнозернистые пегматоидные амфиболовые габбро.

Восточный блок также сложен амфиболизированными габброидами и пироксенитами, в которых практически не различима расслоенность или полосчатость. В то же время в этой части широко проявлены в различной степени измененные плагио-перидотиты с прослоями анортозитов и лейкогаббро. Вероятно, в этом блоке обнажается наиболее глубинная часть дифференцированного интрузива.

Сухонтийнхараулинский массив обнаружен нами в западных предгорьях хр. Таян-Уул в 70 км от сомона Тугурик (см. рис. 1). Он представляет собой крупный (до 2 км²) ксеноблок дифференцированного перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритового интрузива среди лейкократовых гранатсодержащих двуслояных гранитов неясной формационной принадлежности. В этом блоке преобладают сильно амфиболизированные оливиновые габбро и габбронориты. Отмечаются троктолиты, меланократовые оливиновые габбро и плагио-перидотиты, по которым удается установить формационную принадлежность массива.

ТАМИРСКИЙ КОМПЛЕКС

В Хангайском нагорье выявлено более десятка расслоенных перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовых массивов, обнаруживающих много общих черт с интрузивами хиргиснурского комплекса Озерной зоны. Эти массивы,

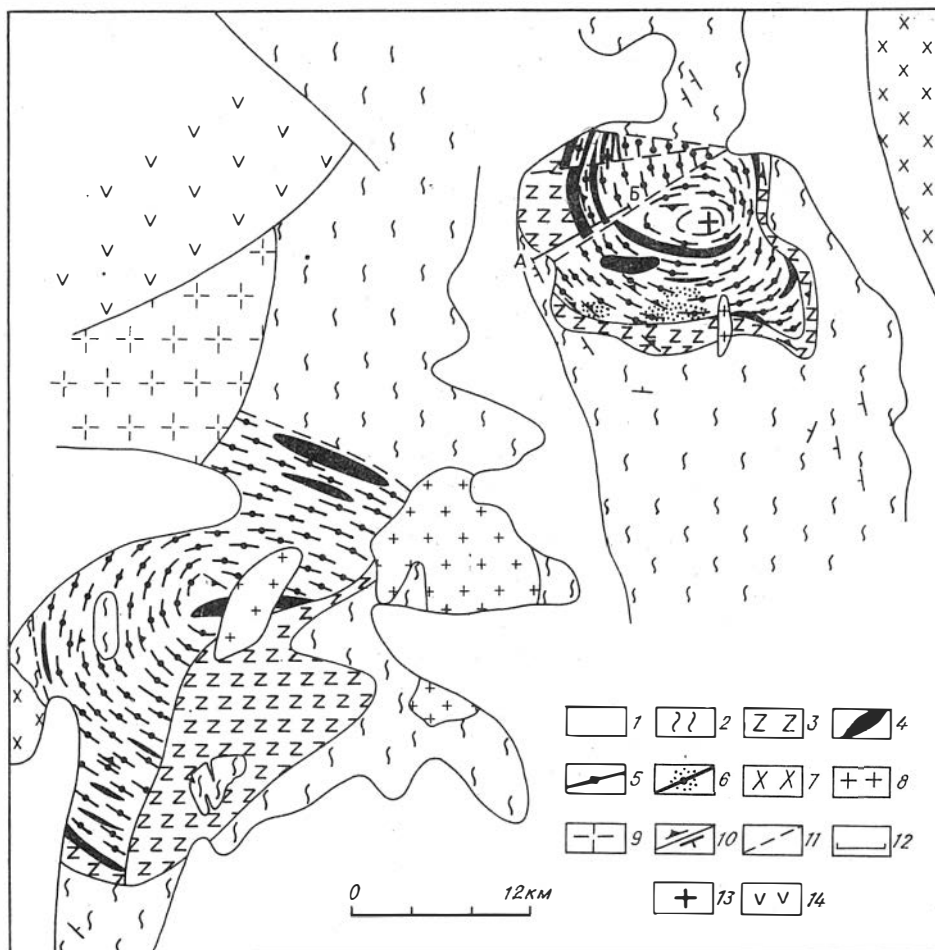


Рис. 32. Схема геологического строения массивов Орцог-Ула и Дулан-Ула.
 1 - четвертичные отложения; 2 - кристаллические сланцы и гнейсы; 3-6- породы массива: 3 - краевая фация, 4 - плагиоперидотиты и меланотроктолиты; 5 - оливиновые габбро, троктолиты, габбро и анортозиты, 6 - габброиды с вкрапленностью сульфидов; 7 - гранодиориты и кварцевые диориты; 8 - биотит-мусковитовые лейкограниты с гранатом; 9 - аляскитовые граниты; 10 - элементы залегания пород; 11 - тектонические нарушения; 12 - разрезы; 13- структурный центр массива; 14 - эффузивы андезит-трахиандезит-риолитового ряда.

объединенные в тамирский комплекс /Поляков и др., 1984а/, группируются в три ареала.

Тамирский ареал. В левобережье р. Тамирин-Гол в 5 км восточнее самона Батцэнгэл изучены два сближенных дифференцированных интрузива, располагающихся среди докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов (рис. 32).

Орцогулинский массив представляет собой хорошо сохранившийся небольшой расслоенный интрузив с центром в районе горы Орцог-Ула. Он не затронут интрузиями гранитоидов, имеет классически концентрически-зональное внутреннее строение и полный набор дифференциатов, что позволяет рассматри-

вать его в качестве одного из эталонных объектов перидотит-пироксенит-анортосит-габброноритовой формации в Западной Монголии.

Орцогулинский массив (5 км²) прорывает метаморфические породы, представленные кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, в которых вблизи массива установлены следующие минеральные парагенезисы: кварц + плагиоклаз + амфибол + эпидот + биотит ± рудный; кварц + плагиоклаз + биотит ± эпидот ± рудный; кварц + амфибол + эпидот ± сфен ± турмалин (кристаллические сланцы); кварц + плагиоклаз + микроклин + мусковит ± биотит ± турмалин (гнейсы); амфибол + плагиоклаз ± эпидот ± хлорит (амфиболиты). В северо-западной части массива изучен контакт габброидов с вмещающими толщами. В экзоконтакте устанавливается маломощная зона двупироксеновых роговиков, которая сменяется зоной гранатовых и амфиболовых роговиков. Иногда в сланцах вблизи контакта появляется силлиманит (фибrolит). Среди ороговикованных сланцев и гнейсов встречаются тонкие инъекции гранитного материала, которые проникают в краевую фацию Орцогулинского интрузива. Такие же гранитоидные обособления встречаются в юго-западном контакте массива и отсутствуют в удалении от него. Это позволяет считать такие гранитоидные обособления результатом приконтактового плавления.

Контакт габброидов с вмещающими породами представляет собой зону (20–30 м) с многочисленными инъекциями мелкозернистых амфиболовых габбро, которые переходят в закалочную фацию, насыщенную линейными ксенолитами роговиков. Мощность закалочной фации не превышает первых десятков метров (до 20 м).

Несмотря на блокированность Орцогулинского интрузива, устанавливается его концентрически-зональное внутреннее строение. Краевая фация, мощность которой достигает 150 м, наблюдается практически по всему периметру массива. Внешняя зона сложена амфиболовыми габброноритами, в которых по мере приближения к контакту проявляется офиолитовая структура. Внутренняя зона сложена безоливиновыми габброноритами, которые через переходную зону (5 м), представленную оливинсодержащими вебстеритами, сменяется базальным горизонтом плагиоперидолитов.

Расслоенная серия слагает центральную часть интрузива. Падение элементов залегания расслоенности от контактов внутрь тела (см. рис. 32). В южном блоке в районе горы Ордог-Ула наблюдается структурный центр с пологими, близкими к горизонтальным, элементами залегания расслоенности и полосчатости. В основании расслоенной серии располагается горизонт плагиоперидолитов, имеющий мощность до 30–40 м. Наиболее отчетливо этот горизонт проявляется в северной части массива. В южной менее эродированной части этот горизонт встречается не всегда и сменяется иногда меланократовыми оливиновыми габбро.

Ведущий тип пород в расслоенной серии Орцогулинского интрузива – оливиновые габбро. В нижней части разреза расслоенной серии преобладают мезо- и меланократовые габброиды с горизонтами меланотроктолитов и плагиоверлитов. В верхней части расслоенной серии преобладают лейкократовые оливиновые габбро с горизонтами анортоситов. В южной части массива в низах расслоенной серии в оливиновых габбро наблюдается каплевидная и рассеянная сульфидная вкрапленность, представленная халькопиритом, пирротином и пентландитом. Мощность зоны, содержащей рассеянную сульфидную вкрапленность, достигает 100 м. В целом для расслоенной серии Орцогулинского интрузива проявлен оливин-плагиоклаз-пироксеновый уклон пород расслоенной серии. Троктолиты в ее составе развиты весьма ограниченно, что определяется сравнительно невысокой глиноземистостью исходного меланобазитового расплава (16,5 % Al_2O_3).

Дуланулинский массив расположен в 7 км к юго-западу от горы Оргог-Ула (см. рис. 32). В восточной и центральной частях габброиды массива прорваны мелкозернистыми лейкократовыми биотит-мусковитовыми гранитами. В северо-западной части габброиды прорываются аляскистыми гранитами. Под воздействием гранитоидов габброиды амфиболлизированы. Юго-восточная часть массива сложена безоливиновыми амфиболсодержащими габброноритами, представляющими собой, очевидно, верхнюю краевую фацию дифференцированного габброидного интрузива. Наблюдаются интрузивные контакты этих габброидов с вмещающими кристаллическими сланцами. Крупные ксенолиты ороговикованных сланцев, пронизанных тонкими инъекциями габбро, широко проявлены среди пород краевой фации. В основании расслоенной серии массива наблюдаются горизонты плагиовердитов и меланотроктолитов, которые вверх по разрезу сменяются троктолитами, оливиновыми габбро и анортозитами. Лейкократовые разности в составе расслоенной серии представлены более широко, чем в соседнем массиве.

Идэрский ареал. Объединяет массивы, расположенные в районе горы Хара-Тологой к востоку от сомона Шине-Идэр, в среднем течении р. Харганаин-Гол в левобережье Идэра, к югу от оз. Сангийн-Далай-Нур, а также в верховьях р. Ходжулин-Гол - правого притока Идэра (см. рис. 1). Массивы приурочены к Идэрской раннепалеозойской зоне, располагаясь в то же время в жестких структурах докембрийских выступов.

Харатологойский массив располагается в левобережье р. Идэр в 40 км от места ее слияния с р. Мурэн (см. рис. 1). Наиболее сохранившаяся часть массива с контрастной расслоенностью и дифференцированностью располагается в районе горы Хара-Тологой. Массив прорывает кристаллические сланцы, кварциты, гранитогнейсы и амфиболиты, которые относятся к идэрскому докембрийскому метаморфическому комплексу. Непосредственных контактов габброидов с вмещающими породами не наблюдалось. В южной части при приближении к вмещающим породам отмечаются амфиболовые безоливиновые габбронориты, которые можно рассматривать в качестве краевой фации дифференцированного габброидного интрузива. Эти породы характеризуются широким развитием позднемагматического амфибола и титаномagnetита и более кислым составом зонального плагиоклаза (45-55 % An). Здесь же встречаются породы, характерные для переходной зоны: оливиновые меланократовые габбронориты, нориты и троктолиты с высоким содержанием интеркумулусного ортопироксена.

Расслоенная серия представлена ритмично расслоенными плагиоперидотитами, меланотроктолитами, троктолитами, оливиновыми габбро и анортозитами. В некоторых участках наблюдается тонкая ритмичная расслоенность с чередованием через 1-2 см лейко- и меланократовых троктолитов. Простираение расслоенности северо-западное, при этом концентрическая структура не проявлена. В Харатологойском массиве резче, чем в других интрузивах тамирского комплекса, проявлен троктолитовый уклон. В интеркумулусном парагенезисе пород расслоенной серии Харатологойского массива хорошо развиты ортопироксен и амфибол, образующие разнотипные коронарные структуры на контакте оливина и плагиоклаза, что определяется большей флюидонасыщенностью остаточного базитового расплава /Балькин и др., 1983/. Отсюда и широкое развитие в расслоенной серии Харатологойского интрузива жильной серии пород, представленной мелко- и крупнозернистыми амфиболовыми габбро и габброанортозитами. Такие особенности состава характерны для рифейских массивов дунит-троктолит-габбровой формации Забайкалья /Протерозойские ультрабазит-базитовые формации..., 1986/, однако нет достаточных оснований относить этот массив к докембрийским образованиям.

Массивы верховьев рек Харганаин-Гол и Ходжулин-Гол представлены фрагментарно и сильно изменены прорывающими их гранитоидами. Вместе с тем в них обнаружен специфический парагенезис пород, характерный для массивов

перидотит–пироксенит–анортозит–габброноритовой формации. Расслоенная серия Харганиангольского интрузива представлена чередованием оливковых габбро, троктолитов, анортозитов, плагиоперидотитов и плагиодунитов. Преобладают оливковые габбро и троктолиты. Здесь же в виде обособленных тектонических блоков встречаются безоливиновые габбронориты краевой фации.

Байдарикский ареал. Включает в себя несколько небольших дифференцированных интрузивов (Отгонский, Баянбулакский, Олонхудукский, Бумбугэровский и др.), расположенных в северо–западной части Байдарикского докембрийского выступа (см. рис. 1). Расположение интрузивов линейное. Ареал протягивается параллельно Баянхонгорской офиолитовой зоне в 100 км к западу от нее. Вмещающими породами для интрузивов этого ареала являются сланцы, мраморы, кварциты, амфиболиты и гнейсы. В свою очередь, они прорываются интрузиями раннепалеозойских гранитоидов. В этом ареале детально изучен Олонхудукский дифференцированный перидотит–пироксенит–анортозит–габброноритовый массив.

Олонхудукский массив расположен в ур. Олон–Байшин–Худук по дороге Хурэ–Марал–Бумбугэр. Это небольшой изометричный интрузив с хорошо выраженной внутренней структурой. Установлены интрузивные контакты амфиболовых габбро краевой фации Олонхудукского дифференцированного массива со сланцами, мраморами, а также с крупнозернистыми анортозитами одноименного габброанортозитового плутона. Карбонатные породы в контакте с габброидами преобразованы в магнезиальные скарны (гранат + форстерит + шпинель + пироксен + плагиоклаз). В контакте со сланцами отмечается ороговикование и приконтактовое плавление с образованием мигматитов пестрого состава. В северо–западной части амфиболовые габбро краевой фации в виде тонких инъекций прорывают крупнозернистые анортозиты, которые выделяются нами в качестве самостоятельного докембрийского комплекса /Поляков и др., 1983/.

В составе Олонхудукского дифференцированного массива выделяются закалочная и краевая фации и расслоенная серия. К закалочной фации относятся тонкие инъекции амфиболовых габброноритов и дайки–апофизы, в большом количестве встречающиеся во вмещающих породах в нижней части интрузива. Краевая фация сложена безоливиновыми амфиболовыми габброноритами, при этом амфибол встречается даже в породах переходной зоны, которые представлены шрисгеймитами. В основании расслоенной серии наблюдается наиболее крупный горизонт плагиоклазовых верлитов (до 20 м). В составе расслоенной серии преобладают оливковые габбро. Им подчинены троктолиты, анортозиты и меланократовые габбро, образующие согласные горизонты. Строение расслоенной серии такое же, как в других перидотит–пироксенит–анортозит–габброноритовых массивах Северо–Западной Монголии. Наиболее меланократовые горизонты располагаются в основании расслоенной серии. Выше по разрезу наблюдается большое число ритмов различной мощности и полноты. В верхней части преобладают лейкократовые оливковые габбро. Явления скрытой расслоенности не характерны.

Петрографо–минералогическая характеристика хиргиснурского и тамирского комплексов с учетом незначительного различия в наборе пород и их минеральном составе дается совместно. Учитывая строение расслоенных массивов этого формационного типа, необходимо различать породы закалочной и краевой фаций, переходной зоны и расслоенной серии. В расслоенной серии с учетом кумулусных парагенезисов и петрохимических данных выделяются четыре группы пород: ультрамафитовая, субультрамафитовая, мафитовая и анортозитовая. Разделение на эти группы устойчиво для расслоенных серий большинства изученных массивов перидотит–пироксенит–анортозит–габброноритовой формации, независимо от их тектонического положения, размеров и уровня эрозионного среза. Количественные соотношения групп пород и границы между ними варьируют, что определяется различиями в составе исходного расплава и уровнем эрозион–

Таблица 16. Распространенность петрографических групп в расслоенных сериях хиргиснурского и тамирского комплексов, %

Массив	1	2	3	4
Замынский	3	77	17	3
Центральный	4	56	20*	20*
Уланулинский	18	65	5*	12*
Харачулинский	3	66	31	-
Дзабханский	-	67	30*	3
Сархайрханский	15	70	-	15
Хайрханский	18	60	28	4
Баянцаганский	3(5)	80(55)	11(25)	6(15)
Общее по хиргиснурскому комплексу	7	60	20	7
Орцогулинский	3	60	15	22*
Дуланулинский	3	60	17*	20*
Харатологойский	20	50	15	15
Сонгийндалайнурский	10	70	-	20
Олонхудукский	12	70	18	-
Общее по тамирскому комплексу	7	65	13	15
Общее по перидотит-пироксенит-габ- броноритовой формации	8	65	18	9

Примечание. Петрографические группы: 1 - анортозитовая; 2 - мафитовая; 3 - субультрамафитовая; 4 - ультрамафитовая. Распространенность рассчитана по данным петрохимического опробования. Звездочкой отмечены переопробованные разности. Для Баянцаганского массива в скобках указаны соотношения групп пород по разрезу АБВ (см. рис. 29) с учетом мощностей.

ного среза. В массивах, характеризующихся высокой глиноземистостью (Хайрханский, Харатологойский) или слабым уровнем эрозионного среза (Уланулинский), доля анортозитов возрастает. Для сильно эродированных интрузивов (Центральный) возрастает роль ультрамафитов и субультрамафитов (табл. 16). Необходимо учитывать, что количество крайних дифференциатов при опробовании завышается.

Ультрамафитовая группа пород представлена плагиоверлитами, плагиолецолитами и реже - плагиодунитами. Эти породы характерны для массивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации и возникают в результате аккумуляции раннего оливина /Иванов, Волохов, 1968/. По геологическому положению, структурно-текстурным особенностям, составу минералов и пород они отличаются от ультрамафитов офиолитовых ассоциаций /Богнибов и др., 1983/. Во всех массивах перидотит-пироксенит-габброноритовой формации Западной Монголии, Алтае-Саянской области и Забайкалья ультрамафиты встречаются в виде линз, слоев и согласных горизонтов в составе расслоенных серий. Наиболее крупные и меланократовые горизонты, как это следует из их кумулятивной природы, приурочены к нижним частям интрузивов. Редко ультрамафиты встречаются в изометричных блоках среди габброидов расслоенной серии. Ни в одном случае эти породы не отмечены в самостоятельных телах вне контуров габброидных массивов.

Для ультрамафитовой группы пород характерен оливиновый или оливин-шпи-

Таблица 17. Состав оливинов из различных массивов хиргиснурского и тамирского комплексов

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	NiO	Сумма	f
1	П5713	41,41	15,30	He обн.	43,00	-	99,71	16,6
2	8408	39,73	21,65	0,47	38,00	0,12	99,97	24,2
3	Б214	40,15	24,00	He обн.	35,45	0,10	99,70	27,5
4	И1984	41,08	16,93	0,29	41,69	0,19	100,18	18,6
5	И1985	41,18	16,94	0,30	42,01	0,19	100,62	18,4
6	8455	38,25	30,01	0,52	30,25	0,13	99,16	35,8
7	И2102	36,31	26,09	0,78	35,98	0,14	99,30	28,9
8	8464 [*]	40,85	14,71	0,20	42,93	0,32	99,00	16,1
9	8533	38,77	20,78	0,41	38,45	0,15	98,56	23,2
10	8278	41,04	21,86	0,40	38,04	0,14	101,48	24,4
11	8285	39,35	19,40	0,35	40,20	0,10	99,40	21,3
12	И2802	37,71	27,89	0,51	34,90	0,12	101,13	30,9
13	И2803	36,22	27,94	0,59	35,66	0,09	100,50	30,5
14	И2805	36,39	27,54	0,58	35,10	0,08	99,69	30,5
15	И2806	36,75	27,80	0,55	35,29	0,07	100,46	30,6
16	И1511	40,20	16,11	0,25	43,34	-	99,90	17,3
17	И5382Б	38,95	23,26	0,55	36,54	0,06	99,36	26,3
18	7989	38,42	24,85	0,42	36,73	0,08	100,50	27,5
19	7995	40,26	15,43	0,27	44,24	0,08	100,28	16,3
20	7991	40,71	16,09	0,29	42,88	0,12	100,09	17,4
21	7997	38,94	24,12	0,42	37,05	0,09	100,62	26,8
22	7999	39,55	18,96	0,33	41,14	-	99,98	20,5
23	8001	39,75	19,00	0,32	40,66	0,08	99,81	20,7
24	7994	39,96	22,16	0,38	38,43	0,05	99,98	24,4

Примечание. Массивы: 1-3 - Замынский, 4, 5 - Центральный, 6-8 - Уланулинский, 9 - Харачулу, 10, 11 - Сархайрханский, 12-15 - Баянцаганский, 16-24 - Орцогулинский. Звездочкой отмечен пикродолерит из дайки в Уланулинском массиве. Анализы выполнены на микроанализаторе "Самевах" в ИГиГ СО АН СССР. Оператор О.Н. Майорова. Железо приведено в закисной форме.

нелевый кумулюсный парагенезис. Оливин характеризуется минимальной железистостью ($f = 16-30\%$, табл. 17), которая значительно выше железистости оливина из различных гипербазитов офиолитовых ассоциаций Монголии /Пинус и др., 1984/. Железистость оливина в ультрамафитах хорошо коррелируется с железистостью пород (рис. 33). Она зависит от железистости расплава и от положения горизонта ультрамафитов в расслоенной серии. Самая низкая железистость оливина установлена для ультрамафитов нижней части расслоенной серии Замынского ($f = 16\%$), Центрального ($f = 18,5\%$) и Орцогулинского ($f = 17,4\%$) интрузивов, а также для вкрапленников оливина из дайки пикритодолеритов в Уланулинском массиве ($f = 16,3\%$). Для оливинов из базального горизонта Баянцаганского массива установлена высокая железистость ($f = 30\%$).

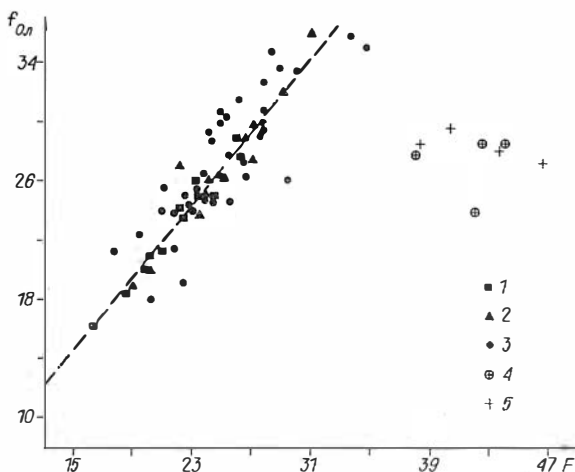


Рис. 33. Зависимость железистости оливинов от железистости пород в массивах хиргиснурского комплекса.

1 - ультрамафиты; 2 - суб-ультрамафиты; 3 - мафиты; 4 - магнетитсодержащие плагио-перидотиты и 5 - магнетитсодержащие габбронориты массива Харачулу.

Характерной особенностью оливинов из ультрамафитов рассматриваемой ассоциации является присутствие включений идио-морфных кристаллов хромшпинели.

Исследование взаимоотношений этих минералов и их состава для массивов дунит-троктолит-габбровой формации Забайкалья показывает, что хромшпинели кристаллизуются совместно с оливином только на самых ранних стадиях /Кривенко и др., 1981/. Осаждение раннего оливина с включениями хромшпинели обуславливает обогащение хромом нижних горизонтов расслоенных серий или нижних частей ритмов (см. табл. 26, 27).

Интеркумулусный парагенезис плагио-перидотитов представлен клино- и ортопироксенами, плагиоклазом и иногда амфиболом. В зависимости от соотношений клино- и ортопироксенов можно различать плагио-перидотиты и плагио-верлиты. В массивах хиргиснурского комплекса преобладают плагио-перидотиты, а в массивах тамирского - плагио-верлиты (табл. 18, 19). Плагио-дуниты встречаются только в крупных расслоенных интрузивах и характеризуются незначительным развитием интеркумулусных минералов, что обусловлено хорошей сортировкой ранних дифференциатов. Ортопироксен ($f = 17-28\%$, см. табл. 19) образует каймы вокруг оливина без коррозии последнего, что указывает на отсутствие перетектической реакции оливина с расплавом. Вблизи краевой фации ортопироксен образует крупные пойкилокристаллы. Ортопироксены из различных пород перидотит-пироксенит-габброноритовой формации характеризуются более высокой железистостью ($f = 17-35\%$) и титанистостью ($0,05-0,28\% \text{ TiO}_2$) и более низкой хромистостью ($0,13\% \text{ Cr}_2\text{O}_3$) по сравнению с ортопироксенами из габброидов офиолитовых ассоциаций Монголии /Пинус и др., 1984/.

Клинопироксены рассматриваемой формации отвечают субкальциевым авгитам и диопсидам (см. табл. 18). Характерны слабые вариации по составу, что согласуется с модельными расчетами по программе "Кристаллизация" (см. рис. 39, 40). Железистость пироксенов варьирует от 6,5% в оливиновых габбро расслоенной серии, где пироксен входит в состав кумулусного парагенезиса, до 15% в габброноритах краевой фации, характеризующихся повышенной железистостью. Клинопироксены обладают низкой титанистостью и натриевостью, что согласуется с особенностями состава родоначального расплава. По этим параметрам они хорошо отличаются от пироксенов из расслоенной серии клино-пироксенит-габбровой формации, обладающей повышенной титанистостью. Невысокие содержания глинозема в пироксенах из перидотит-пироксенит-габброноритовой формации обусловлены порядком кристаллизации кумулусных минералов. В расслоенной серии этой формации клинопироксен кристаллизуется всегда после основного плагиоклаза, тогда как в массивах клинопироксенит-габбровой формации он является первым ликвидусным минералом.

Таблица 18. Состав клинопироксенов из различных массивов хяргиснурского и тамирского комплексов

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	Сумма	f
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	П5731	54,17	0,06	0,64	4,23	0,07	16,22	24,37	0,12	0,02	0,17	100,07	12,7
2	П5732Б	52,41	0,30	2,86	5,46	0,17	16,46	21,77	0,22	0,01	0,20	99,86	15,7
3	П5729	52,01	0,34	3,06	4,26	0,75	15,98	23,25	0,24	0,01	0,40	100,30	13,0
4	И1989	51,89	0,18	3,70	5,45	0,37	15,81	21,97	0,16	0,01	0,17	99,71	16,2
5	И2026	51,66	0,27	3,72	5,56	0,42	15,80	21,21	0,18	0,02	0,19	99,03	16,5
6	И2027	52,08	0,26	3,58	6,37	0,25	16,62	21,20	0,12	-	0,17	100,65	17,7
7	И2035	52,39	0,48	2,31	4,79	0,34	15,98	23,57	0,16	0,02	0,16	100,20	14,4
8	И2035	53,36	0,30	2,28	4,16	0,19	16,31	24,11	0,11	0,01	0,14	100,97	12,5
9	И2037	52,33	0,60	2,54	7,08	0,20	14,75	21,91	0,43	-	0,21	100,05	21,2
10	И2037	51,41	0,61	2,51	6,79	0,11	14,00	22,64	0,38	0,01	0,25	98,71	21,4
11	И2045	51,47	0,52	3,57	5,94	0,11	14,72	22,92	0,22	0,01	0,20	99,68	18,5
12	8433	51,64	0,46	2,73	6,78	0,07	15,25	21,78	0,34	0,02	0,15	99,22	20,0
13	8433	50,61	0,32	4,25	6,14	0,54	15,19	22,20	0,16	0,01	0,20	99,62	18,5
14	П5749	52,30	0,45	3,17	5,96	0,42	16,64	21,02	0,27	0,01	0,18	100,42	16,7
15	П5775	52,63	0,36	1,43	8,43	0,03	14,18	22,34	0,47	-	0,27	100,14	25,0
16	8474	52,54	0,32	2,89	5,27	0,14	16,68	21,74	0,18	0,01	0,17	99,94	15,0
17	8272	51,74	0,44	3,34	5,77	0,55	15,81	21,77	0,42	0,01	0,18	100,03	17,0
18	8276	52,27	0,40	2,87	5,20	0,33	15,95	22,42	0,36	0,02	0,17	99,99	15,5
19	8276	52,66	0,30	2,72	5,01	0,31	16,27	22,4	0,31	-	0,15	100,13	14,7
20	8275	52,06	0,47	2,70	6,27	0,16	15,45	21,26	0,36	0,01	0,18	98,92	18,5
21	8278	51,64	0,50	3,60	5,46	0,66	16,19	21,49	0,34	-	0,14	100,02	15,9
22	8279	51,36	0,54	3,94	4,75	0,79	15,73	21,97	0,34	0,01	0,14	99,57	14,4
23	8279	51,27	0,44	3,55	5,73	0,15	14,75	23,03	0,16	0,03	0,21	99,32	17,9
24	8277	52,30	0,20	2,29	5,05	0,15	15,56	22,84	0,18	0,02	0,13	98,72	15,4
25	8277	53,70	0,19	1,82	4,50	0,45	17,54	21,67	0,30	0,01	0,15	100,33	12,6
26	8273	51,74	0,52	3,34	4,90	0,73	15,81	21,72	0,34	0,01	0,13	99,24	14,8
27	8273	51,67	0,33	2,97	5,59	0,10	15,12	23,46	0,16	0,01	0,23	99,64	17,2
28	П5628Г	53,06	0,42	2,51	4,53	0,25	1,646	23,25	0,22	0,01	0,18	100,89	13,4
29	7997	51,46	0,35	3,30	4,43	0,42	15,83	23,37	0,21	0,02	0,11	99,50	15,5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
30	7997	52,12	0,27	3,62	5,18	0,25	16,27	21,42	0,34	0,01	0,15	99,63	15,2
31	П5378	52,01	0,67	2,98	6,19	0,25	15,65	21,53	0,44	0,01	0,22	99,95	18,2
32	П5400	52,57	0,37	2,49	5,07	0,26	16,46	22,32	0,20	0,01	0,14	99,89	14,7
33	П5400	51,53	0,36	3,02	5,56	0,14	15,05	22,99	0,16	0,01	0,18	99,10	17,2
34	П5378Б	53,32	0,20	1,70	4,91	0,08	16,16	23,27	0,12	0,01	0,20	99,97	14,6
35	П5383	51,88	0,34	3,68	4,31	0,67	16,10	22,41	0,24	0,01	0,12	99,76	13,1
36	7982	52,55	0,36	2,41	6,28	0,05	15,75	22,40	0,36	-	0,19	100,35	18,3
37	7995	57,69	0,03	0,93	5,48	-	20,83	13,20	0,10	0,03	0,17	98,46	12,8
38	П5384А	53,75	0,19	1,38	4,38	0,09	16,41	24,23	0,11	-	0,18	100,72	13,0
39	7977	52,05	0,44	3,24	5,93	0,17	16,20	21,30	0,32	0,01	0,18	99,84	17,0
40	П5376	51,56	0,51	3,37	6,34	0,35	15,36	21,76	0,40	0,02	0,17	99,84	18,8
41	8076	53,30	0,28	1,84	4,10	0,22	16,31	23,87	0,14	0,01	0,13	100,2	12,3
42	П5394	52,04	0,39	3,35	4,91	0,28	15,53	22,66	0,25	0,01	0,14	99,56	15,1
43	И1591	52,40	0,17	3,18	6,98	0,36	16,63	20,61	0,16	0,01	0,17	100,67	19,1
44	П5465А	51,05	0,55	4,01	5,84	0,76	16,43	20,93	0,32	0,01	0,11	100,01	16,6
45	П5471	51,07	0,61	4,39	5,40	0,85	16,10	21,17	0,36	-	0,14	100,09	15,8
46	П5474	53,02	0,29	1,12	8,18	0,02	14,49	22,41	0,49	0,01	0,32	100,35	24,0
47	П5474	52,15	0,34	1,56	9,52	0,01	15,03	20,88	0,40	0,01	0,31	100,21	26,2
48	П5475	52,92	0,37	1,39	8,76	-	14,73	22,02	0,45	0,01	0,31	100,97	25,0
49	П5475	52,64	0,41	1,42	9,23	0,01	14,45	21,48	0,43	0,01	0,32	100,40	26,4
50	П5475А	52,63	0,36	1,43	8,43	0,03	14,18	22,34	0,47	-	0,27	100,14	25,0

Примечание. Массивы: 1-3 - Замынский, 3-13 - Центральный, 14-16 - Уланулинский, 17-28 - Сархайрханский, 29-42 - Оргогулинский, 43 - Дуланулинский, 44-50 - Харалогойский. Анализы выполнены на микроанализаторе "Самевах" в ИГиГ СО АН СССР. Оператор О.Н. Майорова. Железо приведено в закисной форме.

Таблица 19. Состав ортопироксенов из различных массивов хиргиснурского и тамирского комплексов

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	Сумма	f
1	П5713	55,48	0,06	2,00	11,33	0,06	30,28	0,87	0,06	0,03	0,26	100,43	17,30
2	Б208	55,29	0,12	1,60	12,68	0,05	29,40	0,81	0,05	0,01	0,32	100,33	19,40
3	Б209	54,02	0,44	1,98	13,72	0,04	27,88	1,07	0,03	0,03	0,34	99,55	21,60
4	Б213	53,40	0,18	2,33	16,62	0,04	26,18	0,67	0,04	0,01	0,44	99,91	
5	И1962	54,71	0,28	1,45	13,64	0,03	28,27	1,23	0,03	0,02	0,34	100,00	21,30
6	И1984	56,03	0,14	1,42	12,23	0,02	30,30	1,05	0,03	0,00	0,28	101,50	
7	И1984	54,86	0,11	2,51	12,55	0,04	29,25	0,24	0,02	0,03	0,20	99,81	19,40
8	И1989	53,74	0,21	0,66	20,76	0,03	23,20	0,93	0,04	0,01	0,66	100,24	33,40
9	И1990*	54,29	0,15	0,60	16,68	-	23,18	3,94	0,10	0,01	0,53	99,48	28,80
10	И2026*	53,46	0,15	0,75	20,33	0,03	23,80	0,61	0,04	0,00	0,46	99,63	32,40
11	И2027*	54,79	0,11	1,80	12,34	0,04	29,30	1,10	0,03	0,01	0,31	99,83	19,10
12	И1964*	54,98	0,09	1,11	15,78	0,02	27,13	0,66	0,04	0,00	0,58	100,39	24,60
13	И1964*	55,72	0,05	1,79	13,90	0,02	29,59	0,35	0,02	0,00	0,34	101,78	20,80
14	И2038*	54,78	0,32	1,64	13,21	0,13	28,80	1,02	0,04	0,00	0,32	100,26	20,40
15	И2038*	53,80	0,13	3,82	13,71	0,01	29,22	0,55	0,05	0,01	0,32	101,62	20,80
16	П5775	54,93	0,10	1,50	13,63	0,10	28,46	1,05	0,05	0,03	0,36	100,21	21,20
17	8282	54,92	0,29	1,80	11,92	0,10	29,47	1,08	0,05	0,02	0,31	99,96	18,50
18	8280	54,89	0,30	1,77	12,20	0,01	29,13	1,10	0,05	0,02	0,30	99,77	19,00
19	8283	52,97	0,14	1,51	21,67	0,02	22,31	1,05	0,03	0,01	0,67	100,38	35,30
20	И2806	54,93	0,14	1,36	17,46	-	25,78	0,85	0,00	0,00	0,52	101,04	27,50
21	И2804	56,14	0,11	1,30	17,49	-	25,04	0,70	0,00	0,00	0,50	101,30	28,20
22	И2802	54,20	0,19	1,30	17,49	0,07	25,40	1,39	0,00	0,00	0,50	100,54	27,90
23	И2800*	54,17	0,21	1,20	20,11	0,08	23,74	0,93	0,00	0,00	0,57	101,01	32,20
24	8001	55,20	0,11	2,34	13,27	-	28,60	0,58	0,03	0,02	0,24	100,39	20,60
25	П5474	55,22	0,10	2,04	11,58	0,02	29,90	1,00	0,04	0,02	0,33	100,25	17,80
26	П5475	55,35	0,17	1,91	11,28	0,20	30,03	0,99	0,05	0,01	0,29	100,28	17,40

Примечание. Массивы: 1-4 - Замынский, 5-15 - Центральный, 16 - Уланулинский, 17-19 - Сархайрханский, 20-23 - Баянцаганский, 24-26 - Ордогулинский. Звездочкой отмечены породы краевых фаций. Анализы выполнены на микроанализаторе "Самебах" в ИГиГ СО АН СССР. Оператор О.Н.Майорова. Железо приведено в закисной форме.

Клинопироксены из краевой фации отвечают субкальциевому диопсиду ($f = 13-15\%$), который обладает повышенной натриевостью и низкой хромистостью. В целом хромистость клинопироксенов варьирует в широких пределах (от 0,01 до 0,70 %) и не зависит от меланократовости пород.

Плаггиоклаз в ультрамафитах кристаллизуется одним из последних. Этим объясняется сравнительно невысокая его основность в ряду расслоенных габброидов (см. табл. 15). В троктолитах и оливиновых габбро плаггиоклаз кристаллизуется на ранних стадиях и имеет более высокую основность. В массивах, обладающих высокой глиноземистостью исходного расплава, в плаггиоперидотитах встречаются крупные порфировые выделения незонального плаггиоклаза высокой основности, что свидетельствует о ранней кристаллизации этого минерала.

В субультрамафитовую группу пород попадают меланотроктолиты, меланократовые оливиновые габбро и габбронориты. Общим для этих пород является высокое содержание магния (до 24 % MgO) и более высокое по сравнению с ультрамафитами содержание глинозема (до 12 % Al_2O_3 ; см. рис. 38, табл. 22, 23). Эти породы встречаются совместно с ультрамафитами, располагаясь выше по разрезу. Для большинства пород этой группы характерен оливин-плаггиоклазовый кумулюсный парагенезис. В то же время в эту группу попадают породы, имеющие оливиновый кумулюс при неполном процессе фракционирования и большой доли интеркумулюсных минералов. Субультрамафиты широко распространены, например в Баянцаганском массиве, имеющем небольшие размеры.

Мафитовая группа пород слагает главный объем расслоенной серии всех массивов и объединяет троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты, безоливиновые габбро и габбронориты, т.е. породы, имеющие оливин-плаггиоклазовый, оливин-плаггиоклаз-пироксеновый и плаггиоклаз-клинопироксен-ортопироксеновый кумулюсные парагенезисы, которые последовательно сменяют друг друга по мере понижения температуры кристаллизации базитового расплава. С этим согласуется положение данных пород в расслоенной серии. Габбронориты встречаются только в верхних частях ритмов в верхах расслоенных серий. Троктолиты являются преобладающим типом пород в массивах, характеризующихся высокой глиноземистостью (Хайрханский, Баянцаганский, Харатологойский). В других массивах преобладают оливиновые габбро.

Для пород мафитовой группы в целом характерна высокая корреляция железистости оливина и железистости пород (см. рис. 33), но менее сильная, нежели в ультрамафитах и субультрамафитах. Для отдельных массивов такая корреляция может вообще отсутствовать. Состав плаггиоклазов варьирует в различных массивах хиргиснурского и тамирского комплексов (рис. 34, 35), что связано с вариациями родоначального расплава. Скрытая расслоенность в интрузивах этого типа проявлена слабо (см. рис. 30). Высокая основность незонального плаггиоклаза является одним из важных диагностических признаков габброидов перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации Монголии.

Интеркумулюсный парагенезис представлен клино- и ортопироксенами (в троктолитах), бурым амфиболом и магнетитом (в габбро). Амфибол и магнетит имеют ограниченное распространение в породах расслоенной серии. Их количество возрастает только в породах краевых фаций. Бiotит и апатит не характерны для габброидов данной ассоциации.

Особую группу в составе расслоенной серии слагают анортозиты, образующие шпирь и прослой среди плаггиоперидотитов, и отдельные горизонты в верхней части серии. Для анортозитов характерно преобладание кумулюсного плаггиоклаза. Интеркумулюсный парагенезис представлен оливином, клино- и ортопироксенами, бурым амфиболом и магнетитом.

В массивах перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации вы-

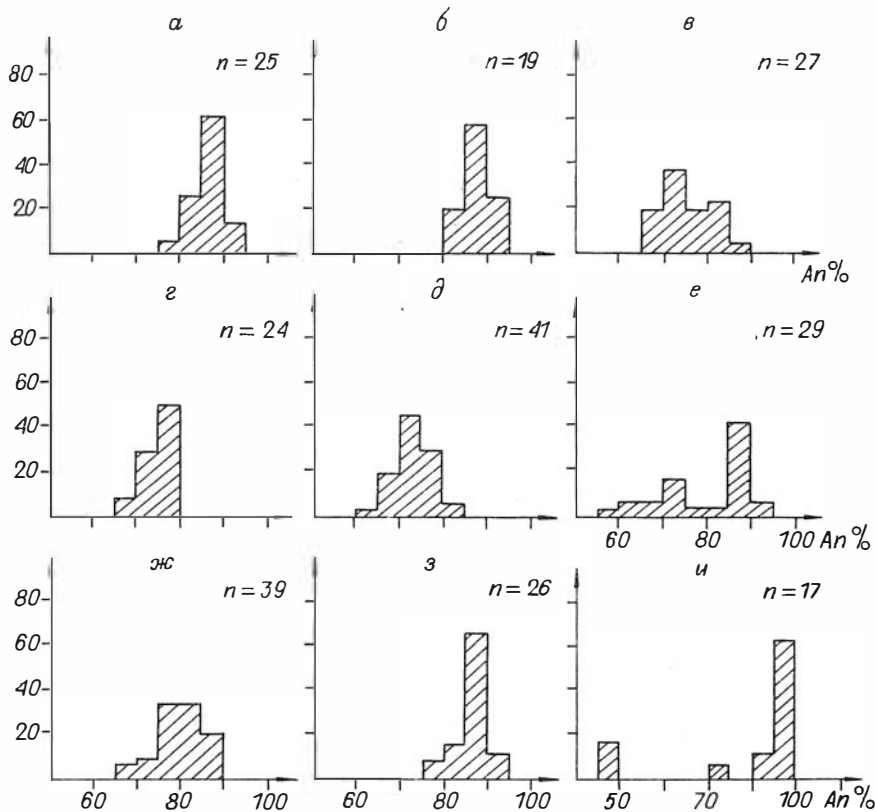


Рис. 34. Частота встречаемости плагиоклаза разной основности в массивах хиргиснурского (а-е) и тамирского (ж-и) комплексов.

Массивы: а - Сархайрханский, б - Дзабханский, в - Замьинский, г - Центральный, д - Уланулинский, е - Харачулинский, ж - Орцогоулинский, з - Дуланулинский, и - Харатологойский.

являются породы краевых фаций, которые характеризуются ортопироксеновым (вебстериты), ортопироксен-плагиоклазовым (нориты) и ортопироксен-плагиоклаз-клинопироксеновым (габбронориты) кумулузным парагенезисам (см. табл. 15). В крупных интрузивах, например Хайрханском, в краевой фации наблюдается кристаллизационно-гравитационная дифференциация с образованием согласных горизонтов плагио-вебстеритов, габброноритов и гиперстеновых анортозитов. Оливин в породах краевой фации либо полностью отсутствует, либо встречается в виде крупных корродированных кристаллов, имеющих реакционные соотношения с ортопироксеном. Ортопироксен обладает более высокой железистостью, нежели интеркумулузный ортопироксен в расслоенной серии (см. табл. 19). Плагиоклаз зональный, имеет менее основной состав по сравнению с плагиоклазом из пород расслоенной серии (см. рис. 31). На примере краевой фации Баянцаганского интрузива показано, что основность плагиоклаза сначала уменьшается по направлению к контакту, а затем увеличивается /Изох и др., 1988/. Шире, чем в породах расслоенной серии, проявлен бурый амфибол, количество которого по направлению к контакту увеличивается. Непосредственно в контакте в амфиболовых габброноритах появляется интерстициальный кварц. Изредка встречается биотит.

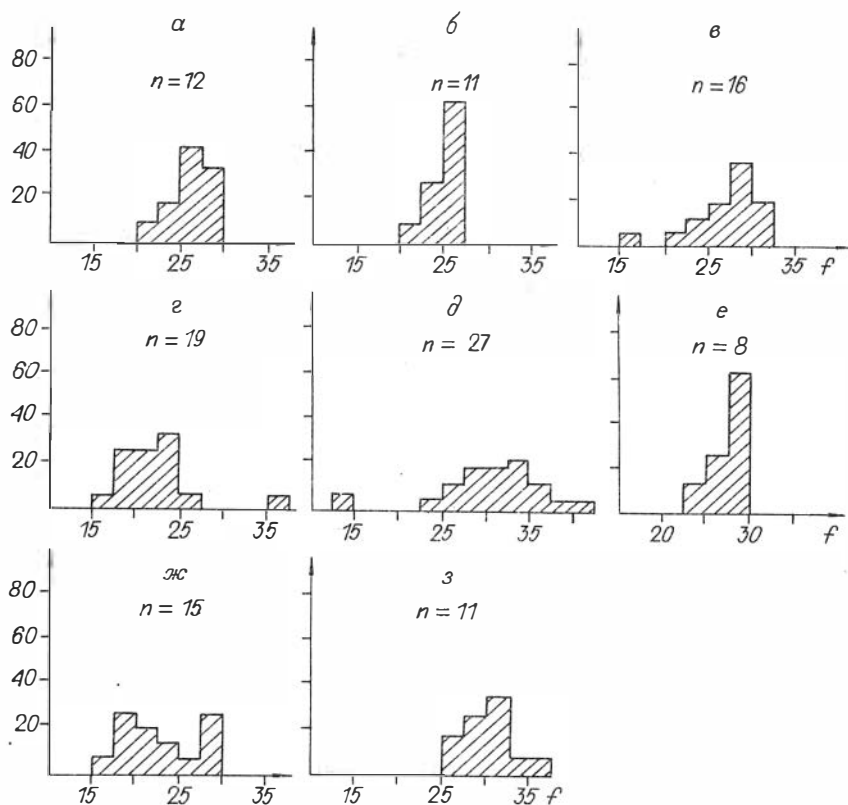


Рис. 35. Частота встречаемости оливинов разной железистости в массивах хиргиснурского (а-е) и тамирского (ж, з) комплексов.

Усл. обозн. см. на рис. 34.

В зоне перехода между расслоенной серией и краевой фацией наблюдается широкая гамма пород: оливиновые плагиовестериты, оливиновые нориты, оливиновые габронориты, нориты (см. табл. 15). Общим для всех этих пород являются высокая основность незонального или слабо зонального плагиоклаза и реакционные соотношения оливина с ортопироксеном с образованием тонких симплектитовых сростаний с магнетитом. Эти особенности указывают на растворение раннего оливина с последующей кристаллизацией ортопироксена.

Петрохимическая характеристика этих двух, впервые выделенных в Монголии комплексов основывается на большом числе оригинальных химических анализах пород, для которых параллельно проводилось определение Cu, Ni, Co и Cr методом атомной абсорбции (табл. 20, 21, см. табл. 26, 27). Вся петрохимическая выборка, а также выборки для отдельных ареалов и массивов были проверены на неоднородность по гистограммам и с помощью кластерного анализа /Абрамов и др., 1976/. В результате по вещественному составу удается разделить породы расслоенной серии и краевой фации (см. рис. 37). В свою очередь, в расслоенной серии всех массивов устойчиво выделяются четыре группы пород: ультрамафитовая, субультрамафитовая, мафитовая и анортозитовая. Разрывы между этими группами пород проявляются на одномерных гистограммах по Al_2O_3 , MgO , Q и b' (рис. 36), но более отчетливо в комбинации этих

Таблица 20. Химический состав пород хиргисурского комплекса, мас. %

№ п/л	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.л.	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	6	7	8	9	10	11	12	13	13	14	15
<u>Замынский массив</u>														
Плагиоклазит														
1	П5713	41,91	0,15	2,03	4,81	7,16	0,18	32,57	5,86	0,21	0,04	4,68	0,07	99,67
Меланокроколиты, меланогаббро, пироксениты														
2	Б214А	39,33	0,15	10,15	9,39	5,88	0,16	21,74	5,49	0,54	0,44	7,00	0,04	100,31
3	П5732Б	41,80	0,10	11,00	2,39	12,52	0,24	23,24	6,87	0,76	0,09	1,51	0,04	100,56
4	Б208	44,42	0,23	11,88	2,40	9,80	0,21	18,21	10,00	1,02	0,13	2,00	0,07	100,37
5	Б203	42,98	0,25	11,90	2,90	9,45	0,22	20,05	9,31	0,78	0,15	2,24	0,01	100,24
6	Б212	45,00	0,28	13,30	2,44	9,04	0,20	16,25	10,27	1,19	0,14	1,76	0,08	99,95
7	8408	41,81	0,13	14,90	2,95	8,15	0,17	20,00	7,67	0,80	0,18	2,99	0,03	99,78
Оливиновые габбро, габбронориты														
8	П5729	46,00	0,16	15,20	1,01	4,67	0,11	14,40	16,16	0,63	0,09	1,86	0,02	100,31
9	Б214	45,89	0,25	16,27	2,13	6,20	0,14	13,40	12,70	1,19	0,09	1,53	0,05	99,84
10	Б209	45,50	0,29	16,88	2,48	6,45	0,17	12,69	12,84	1,19	0,09	1,63	0,07	100,28
11	П5737	44,88	0,25	17,29	2,20	5,83	0,16	13,09	13,96	0,86	0,09	1,51	0,06	100,18
12	П5731	47,50	0,26	18,00	1,60	5,49	0,12	10,87	13,06	1,54	0,07	0,94	0,03	99,48
13	П5739	45,83	0,22	18,35	1,73	4,70	0,09	11,23	15,65	0,86	0,08	1,45	0,05	100,24
14	Б184	47,37	0,21	18,52	2,45	5,19	0,13	9,82	13,40	1,51	0,08	1,23	0,02	99,93
15	П5738	45,70	0,19	18,80	0,68	4,88	0,10	11,53	15,80	0,91	0,08	1,74	0,05	100,46
16	Б210	44,43	0,16	18,97	1,96	6,76	0,13	12,55	11,93	1,16	0,10	1,65	0,06	99,86
17	П5732	46,30	0,41	19,70	1,91	5,75	0,13	8,81	12,60	1,50	0,60	2,74	0,03	100,48
18	Б213	45,54	0,21	19,84	2,30	5,05	0,12	10,33	13,69	1,19	0,14	1,67	0,03	100,11
19	Б205	47,07	0,16	20,52	1,65	5,12	0,12	8,89	14,10	1,56	0,10	1,05	0,04	100,38
20	П5733	46,10	0,13	21,50	1,38	4,25	0,10	9,22	14,20	1,42	0,11	1,71	0,02	100,14
21	Б183	46,11	0,14	22,41	1,41	3,99	0,10	8,80	14,69	1,40	0,07	1,19	0,04	100,35
Лейкокроколит														
22	Б216	42,97	0,26	25,90	2,38	4,91	0,10	8,70	12,56	1,24	0,06	1,23	0,03	100,34
Вебстерит														
23	П5709	50,99	0,36	4,52	2,49	5,30	0,16	18,20	15,39	0,43	0,05	1,60	0,02	99,51

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
			Габбронориты краевой фации											
24	8412	45,05	1,12	17,00	6,97	7,00	0,20	6,32	12,22	2,94	0,38	0,98	0,10	100,28
25	8411	46,48	1,11	17,42	5,77	7,00	0,18	5,92	12,32	2,15	0,42	1,10	0,09	99,96
			Дайковая фация											
26	П5732В	47,47	0,68	16,75	3,71	6,55	0,18	8,60	11,42	2,27	0,23	2,15	0,04	100,05
27	П5740А	43,82	1,40	17,73	5,85	6,41	0,17	7,78	11,99	2,01	0,60	2,14	0,06	99,96
			Центральный массив Плагиоклидогиты											
28	И1984	39,37	0,21	5,10	4,65	8,77	0,21	32,09	3,57	0,43	0,04	4,79	0,06	99,29
29	И1962	38,15	0,09	5,81	6,27	7,91	0,21	31,54	2,86	0,43	0,03	6,51	0,03	99,84
30	И1985	38,55	0,14	7,55	5,21	7,24	0,18	30,01	4,20	0,43	0,05	5,98	0,04	99,58
31	И2036	39,09	0,18	7,04	5,71	7,58	0,20	28,97	4,13	0,54	0,06	5,77	0,04	99,31
32	8430	39,36	0,21	7,30	6,54	6,04	0,16	27,22	5,12	0,43	0,07	6,98	0,04	99,47
			Меланогаббро											
33	8434	39,81	0,10	10,84	3,80	8,44	0,18	25,11	5,70	0,59	0,14	4,68	0,045	99,43
34	8433	40,13	0,16	9,32	5,75	7,55	0,13	24,56	6,12	0,54	0,06	5,15	0,03	99,50
35	И2028	41,35	0,19	10,31	5,82	4,10	0,15	22,21	8,02	0,59	0,11	6,64	0,03	99,52
			Троктогиты, олинновые габбро и габбронориты											
36	И1988	41,97	0,21	16,85	2,69	5,99	0,12	18,67	8,40	1,08	0,08	3,26	0,07	99,39
37	И2030	45,82	0,22	11,76	1,89	5,54	0,11	16,88	14,77	0,59	0,06	1,69	0,03	99,36
38	И2035	45,17	0,37	15,24	1,88	5,41	0,11	15,69	11,59	1,24	0,24	2,31	0,07	99,32
39	И1990	45,74	0,33	15,41	2,17	4,66	0,10	15,15	13,36	1,13	0,08	1,58	0,04	99,75
40	И2026	47,34	0,32	12,21	2,44	6,19	0,14	15,09	13,68	1,02	0,12	1,57	0,04	100,16
41	И2027	46,76	0,27	14,10	1,97	5,97	0,12	15,03	12,77	1,02	0,16	1,18	0,05	99,40
42	И1989	45,57	0,27	16,92	1,64	4,70	0,10	14,33	12,78	1,19	0,07	1,73	0,05	99,35
43	И1987	45,42	0,33	16,86	2,04	4,41	0,10	13,92	13,49	1,13	0,08	1,74	0,06	99,58
44	И2038	46,52	0,35	15,09	1,92	4,59	0,10	13,39	15,32	0,86	0,07	1,38	0,03	99,64
45	8428	46,57	0,29	15,84	1,64	4,21	0,08	12,68	15,61	0,95	0,12	1,61	0,04	99,64
46	И2037	45,79	0,30	15,41	2,28	4,30	0,10	12,67	15,33	0,86	0,08	2,36	0,04	99,52
47	И2045	45,70	0,26	18,11	1,74	3,84	0,08	12,49	14,36	1,02	0,07	1,79	0,03	99,49
48	8432	46,53	0,33	15,40	2,51	4,66	0,11	12,07	14,77	0,97	0,20	2,03	0,04	99,62
49	И1964	46,79	0,30	17,92	1,70	4,30	0,08	11,64	15,46	1,02	0,06	1,37	0,04	100,68

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
79	П5747А	48,20	0,76	20,00	2,68	5,42	0,10	6,75	12,37	2,84	0,11	1,37	0,02	100,62
80	П5748В	47,69	0,31	20,13	1,73	4,26	0,02	9,19	13,75	1,51	0,11	1,56	0,02	100,28
81	П2094	47,45	0,40	20,87	1,68	4,23	0,09	8,38	13,33	1,78	0,05	1,23	0,01	99,50
82	8474	48,70	0,74	21,00	1,51	4,49	0,09	6,13	13,74	2,79	0,14	1,37	0,04	100,74
83	8443	47,50	0,37	22,10	1,65	3,98	0,09	7,55	13,60	1,83	0,06	1,20	0,03	99,96
84	И2089	46,55	0,48	22,64	1,65	6,04	0,11	7,95	11,61	2,05	0,06	0,94	0,03	100,11
85	И2103	45,83	0,29	22,75	1,67	3,04	0,08	7,00	14,75	1,54	0,10	2,64	0,01	99,70
86	И2084	45,03	0,13	24,35	1,57	4,55	0,08	8,27	12,46	1,56	0,06	1,87	0,01	99,94
Лейкокраповые оливковые габбронориты														
87	И2093	45,40	0,20	25,76	1,38	4,15	0,07	7,25	12,76	1,51	0,06	1,46	0,01	100,01
88	8441	46,30	0,13	25,80	0,94	3,91	0,07	6,63	12,60	1,89	0,06	1,28	0,02	99,63
89	И2083	47,50	0,30	25,82	1,89	3,27	0,06	5,10	12,74	2,26	0,09	0,89	0,05	99,97
90	И2087	46,17	0,25	27,56	1,70	2,87	0,08	5,61	12,74	1,78	0,06	1,12	0,02	99,96
91	И2080	47,25	0,14	27,80	1,18	1,85	0,04	3,06	14,60	2,18	0,30	1,54	0,03	99,97
Анортозит														
92	8468	49,14	0,12	31,32	0,39	0,64	0,02	0,30	14,86	2,70	0,06	0,61	0,01	100,17
Дейка пикритового долерита в уланулнском массиве														
93	8462	44,58	0,88	13,08	3,67	6,80	0,16	17,00	7,67	1,56	0,06	4,32	0,07	99,98
94	8472	45,70	1,00	14,50	3,49	7,25	0,22	13,68	8,65	2,05	0,10	3,00	0,09	99,99
95	8464	45,35	1,00	14,14	4,03	6,90	0,19	14,51	8,23	1,73	0,06	3,86	0,08	100,22
Зона заалки														
96	8471	47,49	1,13	16,31	4,38	6,58	0,17	9,60	9,93	2,37	0,11	1,88	0,10	100,07
Массив Харачуллинский														
Меланократовые оливковые габбро и троктолиты														
97	8540	36,66	0,58	17,17	9,13	8,87	0,20	15,51	8,56	0,43	0,04	3,30	0,03	100,48
98	Б264	36,70	0,70	17,56	8,90	10,22	0,14	14,77	8,25	0,43	0,04	2,46	0,04	100,21
99	8535	35,76	0,75	16,53	10,26	9,74	0,21	14,59	8,57	0,43	0,04	3,41	0,03	100,32
100	8533	35,93	0,71	17,66	10,76	8,30	0,18	13,88	8,41	0,38	0,04	4,09	0,03	100,37
101	Б279	37,20	0,62	18,14	8,05	9,20	0,11	13,70	9,37	0,54	0,04	3,11	0,02	100,10
102	8528	38,16	0,69	18,45	8,22	9,57	0,18	12,72	9,96	1,02	0,04	1,38	0,03	100,42
103	Б263	37,53	0,71	19,27	8,36	10,08	0,14	12,62	9,54	0,59	0,05	1,11	0,03	100,03

104	B277	40,79	0,15	21,82	3,63	6,28	0,13	12,80	10,81	0,54	0,02	2,98	0,02	99,97
105	B276	38,48	0,46	21,63	6,41	7,56	0,13	12,08	10,23	0,59	0,04	2,64	0,03	100,28
106	B266	37,50	0,75	20,46	7,92	8,78	0,14	11,54	10,49	0,59	0,04	2,05	0,03	100,29
107	B262	37,57	0,69	19,72	7,53	9,77	0,14	11,28	10,82	0,59	0,05	1,45	0,05	99,66
108	B261	43,81	1,14	14,83	7,81	9,87	0,27	10,78	9,97	0,75	0,04	0,57	0,03	99,87
Оливиновые габбро														
109	B278	39,73	0,38	25,33	4,86	5,81	0,09	8,19	12,51	0,59	0,04	2,59	0,02	100,14
110	B272	45,75	1,12	16,85	5,75	9,40	0,25	7,77	10,07	1,46	0,11	1,34	0,07	99,94
111	B265	39,97	0,43	26,50	5,55	5,01	0,08	6,98	13,38	0,65	0,04	1,73	0,02	100,34
112	B537	39,94	0,59	23,70	5,84	4,93	0,12	6,56	14,52	1,20	0,13	2,86	0,03	100,42
113	B269	47,56	0,85	20,63	4,43	6,40	0,17	4,80	10,50	2,67	0,11	1,27	0,24	99,63
Анортозит														
114	8539	42,73	0,18	30,66	2,26	2,43	0,06	3,79	15,78	0,86	0,04	1,18	0,02	99,99
Меланократовые габбронориты														
115	8538	37,54	0,95	14,28	10,41	9,23	0,22	13,35	11,12	0,43	0,04	2,41	0,03	100,01
116	8530	42,39	1,08	13,60	8,51	9,79	0,23	12,29	9,93	0,54	0,04	1,23	0,03	99,86
117	П5811	44,02	1,21	11,48	9,11	10,70	0,30	12,28	9,38	0,75	0,08	0,86	0,04	100,21
118	8529	42,76	1,08	14,56	8,44	9,35	0,26	12,09	9,95	0,49	0,04	0,99	0,03	100,04
Габбронориты														
119	П5815	46,19	1,13	13,75	5,90	11,27	0,29	9,82	8,81	1,40	0,08	1,26	0,08	99,98
120	П5810	45,12	0,71	18,83	5,50	7,71	0,22	8,39	10,51	1,29	0,10	1,61	0,05	100,04
121	П5809	46,18	0,67	21,22	4,61	6,41	0,18	6,09	11,43	1,65	0,09	1,28	0,05	99,86
122	8526	47,64	0,65	21,22	4,47	5,78	0,16	6,04	10,51	2,49	0,06	0,65	0,03	99,70
123	П5813	45,67	0,81	21,00	5,57	6,13	0,20	5,83	11,51	1,84	0,26	1,26	0,04	100,12
124	П5814	48,68	0,68	21,45	4,13	5,64	0,18	5,32	11,08	2,33	0,12	0,66	0,06	100,33
125	8525	47,84	0,70	21,82	4,56	5,71	0,17	5,32	11,09	2,33	0,07	0,30	0,03	99,94
Дабханский массив														
Плагиоклорит														
126	8296	41,09	0,36	6,52	4,54	10,02	0,16	27,68	4,10	0,65	0,08	4,34	0,05	99,59
Меланократовые оливиновые габбро и троктолиты														
127	8293	39,60	0,12	12,22	6,30	7,31	0,06	22,80	6,37	0,43	0,04	4,84	0,03	100,12
128	8294	37,98	0,12	13,59	3,68	7,12	0,06	22,30	7,66	0,32	0,04	5,53	0,02	98,42
129	8313	38,77	0,05	13,17	4,99	7,35	0,11	21,55	7,93	0,38	0,09	5,53	0,013	99,933

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
130	И1883	44,30	0,17	11,08	4,17	9,45	0,08	20,73	7,36	0,59	0,06	1,73	0,03	99,75
131	И1892	37,72	0,07	14,26	5,95	4,62	0,04	20,73	7,66	0,32	0,11	8,21	0,04	99,73
132	И1881	42,48	0,25	11,30	3,59	9,07	0,19	20,15	10,41	0,57	0,13	2,25	0,01	100,40
133	П5656	41,05	0,11	16,98	2,81	7,19	0,15	18,29	8,82	0,54	0,05	3,45	0,03	99,47
134	П5649	42,51	0,12	18,63	2,64	6,99	0,10	15,45	10,63	0,92	0,11	1,17	0,07	99,34
135	П5652	44,04	0,14	17,80	2,16	6,30	0,13	14,85	12,00	0,81	0,12	1,78	0,03	100,16
136	П5649А	43,38	0,15	18,83	2,72	6,02	0,14	14,22	10,82	0,86	0,12	2,71	0,04	100,01
137	П5653А	43,40	0,14	19,65	1,81	6,13	0,13	14,22	11,28	0,92	0,06	1,82	0,03	99,59
Оливковые габбро и троктолиты														
138	П5653	45,60	0,17	21,31	1,61	4,66	0,10	10,84	13,11	1,08	0,16	1,27	0,02	99,93
139	И1880	42,45	0,15	22,80	1,18	5,89	0,06	10,71	14,74	0,65	0,06	1,97	0,02	100,68
140	И1876	45,81	0,45	18,90	3,28	6,23	0,15	10,56	12,77	0,93	0,13	1,39	0,01	100,61
141	И1878	44,65	0,17	20,70	2,71	4,67	0,12	10,27	14,52	0,71	0,10	1,31	0,01	99,94
142	П5654	44,27	0,16	23,22	1,98	4,48	0,09	10,23	13,40	0,97	0,06	1,45	0,02	100,33
Габбро														
143	П5652А	43,17	1,17	19,66	4,22	8,93	0,14	6,34	11,98	1,94	0,23	2,01	0,22	100,01
Вебстерит														
144	П5639	48,75	0,42	8,06	5,91	8,88	0,09	17,45	7,78	0,43	0,06	2,09	0,03	99,95
Меланоκραговый габронорит														
145	И1882	46,98	0,38	11,60	5,12	8,44	0,21	16,40	8,76	0,57	0,13	1,51	0,03	100,13
Габронориты														
146	И1877	43,98	0,15	23,60	2,64	4,24	0,10	8,19	15,34	0,71	0,10	1,43	0,01	100,49
147	П1879	46,84	0,12	24,40	0,96	4,27	0,10	7,70	14,14	0,74	0,10	1,17	0,01	100,55
Массив Сархайхан Плагиоклидоиты														
148	8285	37,17	0,02	8,60	6,62	6,87	0,19	28,54	4,11	0,33	0,10	7,43	0,01	99,99
149	П5629	37,15	0,04	6,75	8,48	7,47	0,23	28,05	4,24	0,20	0,11	7,32	0,01	100,05
150	8272	36,73	0,06	9,04	7,99	7,01	0,18	24,98	4,66	0,23	0,04	8,63	0,04	99,59
151	8276	38,81	0,07	8,30	6,43	7,54	0,20	24,30	7,12	0,33	0,10	6,46	0,01	99,67

Троктолиты

152	8282	41,48	0,03	21,90	1,43	6,14	0,11	13,14	12,60	0,52	0,10	2,38	0,01	99,84
153	И1860	43,79	0,39	18,93	3,03	7,05	0,16	10,95	12,92	0,62	0,03	2,28	0,01	100,16

Оливиновые габбро и лейкотроктолиты

154	П5634	44,15	0,04	24,20	0,73	3,44	0,07	8,10	17,25	0,50	0,10	1,89	0,01	100,48
155	8278	43,47	0,10	25,45	1,82	2,48	0,04	6,33	17,30	0,54	0,02	2,34	0,02	99,91
156	8284	46,15	0,08	24,80	0,37	2,51	0,06	6,02	18,62	0,57	0,05	1,11	0,03	100,37
157	8279	43,98	0,04	27,12	0,57	2,69	0,05	5,53	17,80	0,57	0,10	1,66	0,01	100,12

Анортозиты, лейкотроктолиты

158	П5632	42,81	0,04	29,20	0,64	2,76	0,06	5,53	16,84	0,61	0,10	1,45	0,01	100,05
159	8275	42,64	0,04	28,60	0,59	2,58	0,05	4,64	16,43	1,03	0,10	3,09	0,01	99,80
160	И1857	42,20	0,20	29,40	1,42	2,27	0,03	4,12	16,66	0,97	0,06	3,03	0,02	100,38

Дайковая серия - оливиновые габбро, габбронориты, перматовидные габбро

161	8273	42,10	0,17	18,83	2,36	6,39	0,13	12,85	12,88	0,81	0,05	2,87	0,01	99,45
162	8283	42,12	0,10	22,09	1,42	5,39	0,05	12,57	12,91	0,49	0,04	2,58	0,01	99,77
163	8280	42,65	0,10	20,67	1,73	5,55	0,08	12,37	13,91	0,49	0,02	2,29	0,02	99,88
164	И1854	42,17	0,03	17,01	2,68	6,18	0,12	12,27	13,10	1,08	0,06	4,73	0,04	99,47
165	8281	42,68	0,10	21,09	2,11	4,51	0,10	11,24	14,62	0,54	0,03	2,57	0,01	99,60
166	П5629Г	43,40	0,82	18,15	2,28	8,31	0,07	11,22	11,47	1,24	0,06	2,45	0,04	99,51
167	П5631Б	42,19	0,45	17,54	3,66	7,50	0,09	10,11	13,18	0,97	0,07	3,65	0,02	99,43
168	8274	38,94	1,82	17,05	3,62	11,25	0,20	9,38	11,46	1,29	0,14	4,25	0,03	99,43
169	П5629Д	40,98	1,12	19,19	4,40	9,09	0,13	8,17	11,48	1,40	0,11	4,20	0,31	100,58
170	И1851	41,78	0,95	20,45	2,36	9,44	0,08	5,81	14,30	1,08	0,13	3,03	0,03	99,44
171	8277	44,44	0,40	21,34	2,09	7,64	0,14	7,55	12,76	1,19	0,05	2,30	0,03	99,93
172	И1859	43,20	0,32	29,98	1,18	2,41	0,02	2,80	17,58	0,65	0,04	2,34	0,015	100,53

Баяндаганский массивПлагиоклазиты

173	И2263	37,26	0,39	12,37	19,36	Не опр.	0,19	20,72	7,31	0,43	0,06	1,84	0,10	100,03
174	И2247	36,80	0,15	10,64	18,62	"	0,20	21,78	6,22	0,41	0,07	4,72	0,11	99,72
175.	КР5147	39,51	0,14	13,00	3,10	11,60	0,21	21,56	6,53	0,21	0,00	1,72	0,00	97,58

Меланотроктолиты и меланократовые оливиновые габбро

176	И2261	38,85	0,39	17,04	15,54	Не опр.	0,18	14,71	11,24	0,57	0,08	1,22	0,17	99,99
177	И2251	38,95	0,31	17,98	14,38	"	0,17	13,62	11,27	0,51	0,09	2,58	0,20	100,06
178	П5857А	39,50	0,13	17,20	14,17	"	0,18	15,97	9,40	0,54	0,11	2,67	0,15	100,02

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
179	КР5185	40,11	0,40	17,58	4,56	9,60	0,15	14,16	9,88	0,36	0,001	1,39	0,01	98,20
180	КР5182	39,45	0,43	18,15	5,55	9,11	0,15	12,96	9,60	0,79	0,001	1,38	0,00	97,57
181	И2241	38,93	0,47	18,06	16,79	He опр.	0,19	14,05	9,88	0,55	0,06	1,06	0,16	100,20
182	И2236	37,43	0,42	18,89	16,36	"	0,17	13,06	10,34	0,81	0,06	2,33	0,16	100,03
183	И2232	37,26	0,60	18,65	18,49	"	0,17	12,99	9,77	0,72	0,11	1,14	0,16	100,06
184	И2235	38,82	0,57	17,15	16,57	"	0,17	12,22	12,04	0,57	0,05	1,67	0,19	100,02
185	И2256	38,82	0,59	16,25	16,82	"	0,18	13,04	11,86	0,53	0,11	1,63	0,17	100,00
186	И2217	39,24	0,50	18,39	15,70	"	0,17	11,57	12,21	0,50	0,06	1,49	0,21	100,04
187	И2229-1	40,10	0,49	17,47	15,31	"	0,18	12,39	12,42	0,62	0,09	0,76	0,21	100,04
188	И2250	40,25	0,52	17,22	15,10	"	0,17	12,26	13,24	0,53	0,06	0,43	0,23	100,01
189	КР5905	41,77	0,31	14,92	15,73	"	0,19	15,65	9,91	0,54	0,09	0,74	0,18	100,03
190	КР5193	40,60	0,40	13,56	4,12	10,43	0,22	16,96	8,86	0,32	0,00	1,59	0,01	97,07
191	И2783	40,85	0,57	14,20	6,45	11,21	0,29	14,95	9,20	0,38	0,05	1,30	0,09	99,54
192	И2243	40,15	0,17	11,95	15,84	He опр.	0,19	18,84	9,53	0,39	0,05	2,83	0,16	100,10
193	И2253	38,41	0,31	15,65	16,55	"	0,18	17,30	8,38	0,48	0,09	2,61	0,12	100,08
194	И2227	42,58	0,21	11,70	14,57	"	0,19	17,81	11,40	0,52	0,09	0,72	0,21	100,00
Оливковые лейкогаббро														
195	П5906	41,40	0,08	23,59	9,42	He опр.	0,16	9,86	13,44	0,69	0,07	1,12	0,21	100,04
196	И2248	40,95	0,13	24,82	9,13	"	0,16	8,92	13,56	0,71	0,09	1,35	0,22	100,04
197	П5857	42,13	0,28	23,24	9,53	"	0,16	7,64	14,95	0,85	0,15	0,82	0,24	99,99
198	И2254	41,28	0,33	22,38	10,25	"	0,16	8,58	14,96	0,73	0,08	1,07	0,20	100,02
199	И2249	41,54	0,33	22,98	10,68	"	0,16	8,63	14,47	0,67	0,05	0,26	0,24	100,01
200	КР5144	42,01	0,07	26,21	0,93	5,65	0,07	8,21	12,38	0,46	He опр.	0,76	0,13	96,88
201	КР5145	41,38	0,18	26,46	2,46	5,39	0,09	7,78	12,37	0,54	"	1,15	0,00	97,80
Оливковые габбро														
202	И2216	40,28	0,47	20,46	12,81	He опр.	0,16	9,17	14,49	0,59	0,06	1,28	0,24	100,01
203	И2230	40,35	0,45	20,62	12,62	"	0,17	9,83	13,78	0,90	0,10	0,97	0,22	100,01
204	КР5179	38,92	0,43	22,27	5,53	8,75	0,12	10,12	10,33	0,46	He опр.	1,11	0,01	98,05
205	КР5181	39,57	0,83	21,91	6,21	7,48	0,11	7,69	12,75	0,46	"	1,12	0,01	98,14
206	И2215	40,61	0,47	22,24	12,34	He опр.	0,16	8,56	14,06	0,75	0,08	0,51	0,24	100,02
207	И2221	40,72	0,49	22,05	12,30	"	0,16	8,36	14,46	0,64	0,06	0,55	0,25	100,04
208	И2225	41,00	0,46	21,92	11,60	"	0,17	8,25	15,08	0,75	0,07	0,45	0,23	99,98
209	И2213	42,05	0,41	21,32	11,41	"	0,16	8,91	14,40	0,75	0,08	0,31	0,24	100,04
210	И2231	43,50	0,30	21,93	9,71	"	0,16	9,13	13,77	0,75	0,12	0,40	0,24	100,01
211	И2265	42,46	0,48	18,00	12,69	"	0,16	10,45	13,72	0,91	0,10	0,87	0,19	100,03
212	И2240	42,06	0,39	18,84	11,76	"	0,17	10,22	15,03	0,64	0,05	0,63	0,23	100,02

213	И2242	41,05	0,28	19,04	11,46	He опр.	0,16	10,72	14,72	0,68	0,06	1,51	0,22	99,90
214	П5903	43,36	0,77	18,07	14,15	"	0,18	8,58	13,40	0,81	0,09	0,38	0,21	100,00
215	И2238-1	42,18	0,25	18,43	11,64	"	0,17	12,08	13,56	0,68	0,07	0,79	0,20	100,05
216	И2234	41,83	0,55	18,82	10,98	"	0,16	7,55	17,03	0,76	0,07	2,04	0,25	100,04
217	П5856А	39,15	0,43	24,29	12,47	"	0,16	7,88	13,42	1,07	0,10	0,91	0,19	100,07
218	И2239	39,93	0,34	23,37	12,06	"	0,16	9,01	13,19	0,70	0,04	1,04	0,19	100,03
219	КР5190	40,54	0,61	23,06	4,28	7,23	0,10	8,58	12,23	0,46	0,00	0,89	0,01	97,99
220	КР5176	41,37	0,36	22,17	3,69	7,20	0,11	8,90	12,53	0,46	0,00	0,46	0,02	97,27
221	КР5186	41,49	0,43	23,69	3,41	6,79	0,10	8,95	12,52	0,46	0,00	0,40	0,01	98,25
222	КР5183	39,53	0,36	24,94	3,53	7,16	0,10	8,27	11,35	0,46	0,00	1,02	0,00	96,72
223	И2222	40,44	0,50	22,77	12,19	0,00	0,16	7,24	14,89	0,67	0,06	0,87	0,23	100,02
224	И2228	40,34	0,58	21,55	12,35	0,00	0,16	7,17	15,08	0,77	0,11	1,75	0,24	100,10
225	КР5146	41,09	0,07	21,90	1,51	8,13	0,13	12,75	10,69	0,38	0,00	1,08	0,00	97,73
226	КР5180	40,30	0,29	21,91	2,83	8,03	0,12	12,27	10,33	0,43	0,00	1,57	0,01	98,09
227	И2226	39,78	0,38	25,56	11,20	He опр.	0,16	7,16	13,87	0,78	0,10	0,76	0,22	99,97
228	И2233	40,06	0,38	25,36	11,27	"	0,16	7,34	14,05	0,77	0,06	0,37	0,20	100,02

Лейкокраговые троктолиты

229	И2237	41,86	0,39	25,22	8,79	He опр.	0,15	4,56	16,47	0,88	0,10	1,37	0,23	100,02
230	И2238	40,81	0,22	26,98	8,62	"	0,15	6,18	15,02	0,86	0,04	0,88	0,22	99,98
231	И2252	41,49	0,19	26,65	7,87	"	0,15	6,43	14,78	0,79	0,09	1,40	0,20	100,04

Анортозиты

232	П5857Б	43,50	0,03	32,44	1,28	He опр.	0,13	0,30	19,48	1,03	0,21	1,37	0,26	100,03
233	И2218-1	43,05	0,05	32,34	1,83	"	0,13	1,00	18,94	0,86	0,11	1,40	0,32	100,03
234	И2218	42,82	0,07	31,68	2,30	"	0,13	1,74	18,39	0,94	0,07	1,55	0,30	99,99
235	КР5189	41,65	0,29	29,16	2,14	3,99	0,05	4,21	14,20	0,33	0,00	0,87	0,01	96,90
236	И2255	42,54	0,11	28,26	5,79	He опр.	0,14	4,63	15,62	0,94	0,09	1,70	0,23	100,05
237	И2246	43,47	0,08	29,99	3,79	"	0,14	3,26	16,41	1,06	0,14	1,39	0,27	100,00

Краевая фашия - габронориты

238	И2789	47,95	0,27	26,67	1,70	3,87	0,11	3,12	12,74	2,10	0,13	1,12	0,02	99,80
239	И2224	44,52	0,55	20,81	11,72	He опр.	0,18	7,73	13,14	0,85	0,13	0,16	0,21	100,00
240	КР5194	45,42	0,43	21,36	5,59	4,92	0,13	7,74	11,93	0,83	0,00	0,12	0,01	98,48
241	КР5192	43,79	0,58	21,89	5,54	4,78	0,14	8,16	12,08	0,50	0,00	0,70	0,01	98,17
242	П5899А	46,15	0,66	19,37	12,18	He опр.	0,18	7,32	12,39	1,36	0,10	0,08	0,25	100,04
243	И2790	45,41	0,68	19,36	4,92	7,73	0,21	7,68	11,43	1,29	0,05	1,04	0,03	99,83
244	И2786	45,17	0,60	20,16	4,82	7,30	0,20	8,78	10,67	1,08	0,05	0,94	0,03	99,80
245	И2799	43,39	1,16	21,12	6,55	6,45	0,17	5,84	12,63	1,24	0,13	1,12	0,04	99,84
246	П5904	43,06	0,82	20,02	12,84	He опр.	0,17	7,43	14,06	0,90	0,08	0,43	0,23	100,04
247	П5900А	47,41	0,69	19,02	12,05	"	0,17	6,23	11,84	1,80	0,18	0,43	0,20	100,02

Продолжение табл. 20

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
248	П5899	48,71	0,82	18,98	11,41	Не опр.	0,17	5,72	11,30	2,58	0,13	0,01	0,22	100,05
249	И2787	48,30	0,40	20,36	2,45	7,16	0,20	6,72	11,53	1,94	0,05	0,66	0,04	98,81
250	И2791	47,40	0,45	20,77	3,02	6,10	0,17	6,88	12,15	1,24	0,11	1,35	0,04	99,68
251	И2792	48,16	0,42	21,85	3,88	5,25	0,15	5,29	11,35	1,94	0,14	1,44	0,06	100,38
252	И2793	50,04	0,97	16,44	5,01	6,55	0,16	6,47	10,33	2,05	0,20	1,44	0,10	99,76
253	И2795	50,45	0,58	19,29	2,46	7,16	0,19	5,68	10,50	2,32	0,11	1,03	0,04	98,81
254	И2798	50,50	0,37	20,38	2,15	6,24	0,17	5,65	10,74	2,26	0,16	1,08	0,05	99,75
						Дайки апофизы								
255	П5908А	41,42	1,12	15,89	18,26	Не опр.	0,19	9,64	12,54	0,68	0,06	0,01	0,21	100,02
256	П5880	46,41	0,67	15,11	10,68	"	0,17	11,69	10,03	2,51	0,28	2,26	0,21	100,02
257	И2784	45,08	0,62	15,47	5,60	9,14	0,27	12,65	9,33	0,54	0,05	1,17	0,03	99,95
						Плаговестерит переходной зоны								
						Хайрханский массив								
						Плагюдиниты, плагиоклозиты								
258	И2191	38,43	0,17	3,14	18,48	Не опр.	0,18	28,26	5,73	0,34	0,05	5,15	0,07	100,27
259	КР5841А	36,85	0,05	12,45	13,18	"	0,17	23,21	6,72	0,27	0,05	6,72	0,08	99,75
260	П6635	43,66	0,34	15,95	13,74	Не опр.	0,17	15,19	9,15	0,69	0,21	0,74	0,14	99,98
						Меланократовое оловянное габбро								
261	П5864	38,85	0,05	18,63	10,43	Не опр.	0,16	16,00	10,20	0,50	0,06	3,89	0,14	98,91
						Троктолиты, оловянные габбро, габбронориты								
262	И2212	41,15	0,15	22,20	9,28	Не опр.	0,16	11,61	12,93	0,89	0,08	1,34	0,21	100,00
263	КР5841	41,49	0,06	22,28	8,14	"	0,15	12,17	12,09	0,34	0,05	3,03	0,17	99,97
264	П6657Г	41,00	0,07	23,00	3,11	5,57	0,16	11,70	11,84	0,53	0,10	2,26	0,00	99,34
265	КР5844	41,64	0,31	21,19	10,78	Не опр.	0,16	10,21	13,39	0,26	0,07	1,80	0,17	99,98
266	КР5859	42,01	0,05	23,89	7,22	"	0,15	10,87	12,95	0,52	0,05	2,04	0,17	99,92
267	П6658Б	37,90	0,77	16,80	9,15	4,63	0,12	8,65	11,23	1,00	0,50	8,69	0,00	99,44
268	П6658А	37,10	0,77	18,10	10,79	5,32	0,09	7,22	11,54	0,82	0,96	6,01	0,00	98,72
269	П6658В	36,90	0,89	18,80	8,59	4,60	0,10	3,85	11,84	0,76	1,30	11,38	0,00	99,01
270	КР5839	41,47	0,46	20,82	12,33	Не опр.	0,16	8,65	14,53	0,25	0,09	1,06	0,20	100,02

271	П6658	40,30	0,68	20,20	7,73	5,46	0,12	6,63	15,35	0,65	0,18	2,09	0,00	99,39
272	КР5824	40,74	0,55	21,69	12,10	Не опр.	0,16	7,18	15,90	0,70	0,08	0,68	0,23	100,01
273	И2210	42,51	0,14	24,01	6,54	"	0,15	9,84	13,91	0,84	0,11	1,77	0,23	100,05
274	И2209	42,19	0,08	24,94	6,39	"	0,14	9,67	14,01	0,92	0,14	1,33	0,23	100,04
275	И2211	42,13	0,06	26,22	5,78	"	0,15	7,82	14,82	0,91	0,11	1,76	0,25	100,01
276	И2187	41,77	0,07	26,68	5,93	"	0,14	7,77	14,74	0,68	0,07	1,92	0,22	99,99
Анортозит														
277	КР5157	43,57	0,13	29,80	3,61	Не опр.	0,14	2,69	16,29	0,98	0,08	2,41	0,24	99,94
Переходная зона, оливниновый вебстерит														
278	П6607	44,83	0,91	3,35	20,40	Не опр.	0,19	21,26	8,49	0,01	0,08	0,34	0,12	99,98
Вебстерит														
279	КР5162	47,84	0,72	8,09	14,40	Не опр.	0,18	14,96	12,89	0,50	0,11	0,06	0,20	99,95
Нориты														
280	КР5794	44,00	0,77	22,10	7,11	5,03	0,15	6,42	11,55	1,56	0,19	1,22	0,02	100,12
281	КР5833	41,59	0,08	24,08	7,27	Не опр.	0,15	9,96	13,47	0,95	0,16	2,08	0,17	99,96
Габбронориты краевой формации														
282	И2205	45,73	0,74	15,81	12,43	Не опр.	0,17	9,22	14,03	1,22	0,07	0,38	0,22	100,02
283	КР5797	49,20	0,87	18,90	3,21	7,01	0,16	6,04	10,55	3,00	0,27	0,84	0,12	100,17
284	П5871	45,45	0,40	18,97	9,73	Не опр.	0,16	9,33	12,38	0,88	0,15	2,25	0,18	99,88
285	И2206	47,36	0,30	19,28	8,06	"	0,16	8,71	13,66	1,23	0,15	0,91	0,22	100,04
286	П6627	50,30	0,75	19,30	3,71	5,75	0,14	5,81	10,32	3,00	0,38	0,52	0,14	100,12
287	КР5798	48,80	0,68	19,60	4,23	5,28	0,15	6,42	11,21	2,80	0,26	1,01	0,05	100,49
288	КР5812	47,40	1,21	19,60	6,29	5,86	0,20	5,35	10,15	3,00	0,23	1,25	0,23	100,77
289	И2207	49,36	0,63	19,83	10,14	Не опр.	0,17	5,60	10,73	2,88	0,23	0,15	0,27	99,99
290	КР5837	46,97	0,17	20,30	6,20	"	0,15	7,90	14,89	0,99	0,20	1,92	0,20	99,89
291	И2190	44,98	0,40	21,85	8,78	"	0,16	7,55	14,41	0,90	0,09	0,66	0,21	99,99
Анортозит														
292	КР5871	48,96	0,51	23,33	10,34	Не опр.	0,16	1,06	9,21	3,62	0,44	2,06	0,16	99,85
Кварцсодержащие амфиболовые габбронориты краевой фации														
293	П6644	54,38	0,87	16,71	9,93	Не опр.	0,17	4,44	8,93	2,25	0,97	1,10	0,24	99,99
294	П6643	55,65	0,78	17,83	8,63	"	0,16	4,49	8,60	2,68	0,69	0,26	0,21	99,98

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
295	П6652	57,49	0,78	15,49	9,19	Не опр.	0,17	4,79	7,61	2,48	0,94	0,88	0,17	99,99
296	П6620	56,13	0,60	17,30	8,42	*	0,16	4,31	8,69	2,70	0,64	0,56	0,20	99,79

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиЛ СО АН СССР (3, 5, 7, 8, 12, 15, 17, 20, 24, 25, 53, 54, 57-59, 64, 66, 70, 71, 73, 74, 76, 77, 81, 132, 140, 141, 145, 149, 151, 152, 154, 156-159, 264, 267-269, 271, 280, 283, 286-288), ПГО "Новосибирскгеология" (1, 2, 4, 6, 9-11, 13, 14, 16, 18, 19, 21-23, 26-52, 55, 60-63, 65, 67-69, 72, 75, 78-80, 82-131, 133-139, 142-144, 150, 153, 155, 160-172, 238, 243-245, 249-254, 257), ПГО "Запсибгеология" (175, 179, 180, 190, 191, 200, 201, 204, 205, 219-222, 225, 226, 235, 240, 241) и рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре РА-20 Рв ИГиЛ СО АН СССР В.Б. Василенко, Л.Д. Холодовой (173, 174, 176-178, 181-189, 192-199, 202, 203, 206-219, 223, 224, 227-234, 236, 237, 239, 242, 246-248, 255, 256, 258-263, 265, 266, 270, 272-279, 281, 282, 284, 285, 289-294). Железо приведено в окисной форме.

Таблица 21. Химический состав пород тамирского комплекса

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.л.	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15

Ортогундиный массив

Плагиоклиниты, плагиовериты

1	8074	36,40	0,10	2,44	10,90	3,58	0,16	33,65	0,35	0,05	0,02	11,80	0,03	99,48
2	И1515	42,99	0,28	3,79	7,61	4,40	0,17	23,47	10,38	0,18	0,06	6,14	0,06	99,53
3	7991	37,60	0,11	3,88	7,57	5,01	0,17	30,80	4,56	0,06	0,02	9,61	0,03	99,42
4	П5382В	36,35	0,13	3,95	8,48	4,72	0,17	33,30	1,96	0,07	0,04	10,71	0,04	99,92
5	И1544	48,45	0,38	4,30	1,31	5,88	0,15	19,05	17,50	0,32	0,04	1,94	0,07	99,39
6	8001	45,05	0,29	5,02	3,89	6,31	0,18	22,62	11,98	0,32	0,06	4,04	0,03	99,79
7	П5382А	38,70	0,13	6,09	5,42	6,05	0,16	30,75	4,89	0,20	0,03	7,12	0,03	99,57
8	8077	36,23	0,10	6,75	7,75	4,28	0,25	28,46	5,26	0,08	0,02	10,15	0,03	99,36
9	П5377А	41,10	0,15	7,42	5,30	7,43	0,18	25,92	7,26	0,27	0,05	4,73	0,04	99,85

Меланократовые оливковые габбро, троктолиты

10	П5378Б	44,70	0,20	10,02	1,12	7,73	0,15	19,94	12,65	0,38	0,05	2,38	0,04	99,36
11	8000	39,65	0,10	12,20	4,43	5,43	0,16	22,01	8,00	0,27	0,04	7,08	0,02	99,39
12	7999	41,57	0,10	12,50	3,93	6,47	0,15	22,16	8,54	0,38	0,04	3,97	0,02	99,83
13	П5380	42,52	0,21	13,63	1,57	6,46	0,13	17,46	12,81	0,43	0,05	4,35	0,06	99,68
14	И1514	44,63	0,28	14,37	1,92	5,02	0,12	13,84	13,65	0,59	0,12	5,14	0,07	99,75
15	П5379А	44,80	0,15	16,68	1,19	4,65	0,10	14,73	15,02	0,43	0,04	1,68	0,03	99,50
16	П5400	46,39	0,20	16,69	1,75	5,47	0,10	13,02	14,18	0,70	0,10	1,66	0,03	100,29

17	П5391	45,64	0,20	16,70	1,64	5,72	0,12	13,13	13,49	0,65	0,10	2,62	0,05	100,06
18	7997	40,43	0,06	16,80	4,32	6,91	0,16	19,07	7,94	0,59	0,05	3,85	0,03	100,21
Оливинные габбро и габбронориты														
19	П5378	45,12	0,14	17,25	0,94	5,53	0,10	13,01	15,42	0,49	0,04	1,56	0,04	99,64
20	7946	46,15	0,17	17,66	1,74	3,80	0,08	11,04	16,61	0,57	0,05	1,52	0,02	99,41
21	7977	45,87	0,25	17,69	2,04	4,84	0,15	11,35	13,63	0,75	0,05	3,09	0,04	99,75
22	7987	45,04	0,19	18,21	1,72	4,83	0,09	11,54	15,73	0,54	0,02	1,97	0,02	99,90
23	7982	45,36	0,21	18,23	1,96	4,20	0,09	11,44	14,75	0,59	0,12	2,55	0,03	99,53
24	П5383	44,99	0,19	18,70	1,28	3,77	0,08	11,85	16,20	0,49	0,05	2,07	0,03	99,70
25	П5377	44,92	0,18	19,39	1,75	4,28	0,10	12,01	15,01	0,54	0,06	1,71	0,05	100,00
26	П5390	46,73	0,21	19,61	1,09	4,00	0,10	8,90	17,79	0,59	0,05	1,30	0,04	100,41
27	П5384А	45,32	0,13	19,80	1,17	3,71	0,08	11,23	16,29	0,49	0,03	1,19	0,03	99,47
28	И1511	44,04	0,15	19,87	2,56	4,14	0,11	12,40	14,15	0,65	0,06	1,63	0,07	99,83
29	И1534	44,63	0,28	20,41	0,12	5,61	0,09	11,30	14,69	0,65	0,04	2,05	0,07	99,94
30	И1533	44,90	0,16	20,96	1,11	4,86	0,10	11,30	14,38	0,70	0,04	1,58	0,08	100,17
31	П5382	44,60	0,13	24,33	0,88	2,50	0,05	8,31	16,42	0,53	0,03	1,83	0,03	99,64
32	7980	46,25	0,34	18,90	2,52	4,34	0,09	10,44	13,50	0,86	0,20	2,45	0,03	99,92
33	7983	46,20	0,20	24,10	1,33	2,70	0,06	6,33	16,45	0,75	0,15	1,83	0,02	100,12
Оливинные габбронориты														
34	7988	45,16	0,19	18,51	1,62	6,15	0,13	10,57	15,25	0,62	0,03	1,12	0,03	99,38
35	П3599	46,65	0,28	18,36	1,98	4,83	0,12	9,71	15,29	0,92	0,14	1,80	0,05	100,13
36	7989	45,35	0,15	20,22	1,41	3,12	0,07	10,23	17,45	0,49	0,02	1,40	0,02	99,93
37	7996	45,72	0,11	22,10	1,10	3,30	0,08	9,20	16,02	0,62	0,03	1,34	0,02	99,64
38	7990	44,75	0,13	23,62	1,35	2,48	0,06	7,78	17,30	0,49	0,02	2,06	0,02	100,06
Анортозиты														
39	П5388	44,03	0,08	27,39	0,92	2,11	0,06	5,62	15,48	0,92	0,10	3,29	0,06	100,06
40	И1554	43,62	0,02	32,65	0,64	1,11	0,02	3,20	16,72	0,70	0,05	1,53	0,03	100,29
Оливинные габбронориты краевой фации														
41	7994	45,00	0,19	19,39	1,93	5,43	0,12	10,43	15,33	0,59	0,04	1,28	0,02	99,75
42	7995	45,88	0,19	20,15	1,88	4,83	0,11	9,00	15,88	0,59	0,02	1,00	0,03	99,56
43	П5376	46,15	0,29	21,29	1,19	3,32	0,07	8,20	16,11	0,92	0,14	2,49	0,05	100,22
Дайковая фация - оливиновый габбронорит														
44	8076	44,50	0,11	20,80	1,24	2,84	0,07	10,11	17,14	0,59	0,06	1,81	0,03	99,30

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<u>Дулагуинский массив</u>														
Плагиоклериты														
45	8014	38,98	0,21	4,98	6,17	10,95	0,24	28,05	5,48	0,23	0,04	4,14	0,06	99,53
46	П5419	40,34	0,26	7,07	3,62	10,50	0,23	27,94	5,76	0,43	0,09	3,20	0,04	99,48
47	7822	42,70	0,20	8,22	3,28	8,30	0,17	24,46	9,30	0,32	0,25	3,10	0,009	100,30
48	7823	40,90	0,15	9,30	3,33	9,70	0,19	24,34	8,31	0,32	0,25	3,07	0,009	99,86
49	П5417А	41,36	0,20	10,03	3,26	9,83	0,21	23,68	7,80	0,43	0,08	2,82	0,05	99,75
Меланократовые оливиновые габбро, троктолиты														
50	И1595	42,26	0,18	13,98	2,54	4,41	0,11	17,78	12,57	0,43	0,04	5,27	0,08	99,65
51	8016	44,61	0,25	10,14	2,24	8,02	0,15	18,58	13,31	0,35	0,03	2,02	0,014	99,71
52	8006	46,09	0,34	11,40	2,46	6,75	0,13	15,87	14,70	0,59	0,09	1,30	0,04	99,76
53	8005	45,90	0,42	12,12	3,55	6,06	0,13	15,34	13,69	0,65	0,12	1,60	0,05	99,63
Оливиновые габбро, троктолиты														
54	8011	45,46	0,44	11,96	3,51	7,37	0,11	14,42	15,11	0,49	0,06	1,07	0,04	100,04
55	8012	45,88	0,28	15,05	2,12	6,19	0,12	13,09	15,94	0,49	0,06	1,04	0,04	100,30
56	П5418	45,14	0,26	17,87	1,55	5,65	0,13	13,33	12,94	0,75	0,29	2,20	0,05	100,16
57	7828	45,20	0,19	18,28	0,90	5,57	0,11	11,74	16,47	0,45	0,25	0,95	0,009	100,11
58	7827	45,60	0,21	18,30	0,85	5,71	0,11	11,33	16,47	0,46	0,25	1,27	0,009	100,56
59	П5429	44,71	0,45	18,40	3,08	5,01	0,10	9,21	15,58	0,97	0,11	1,93	0,05	99,60
60	7829	46,40	0,26	19,00	0,60	5,70	0,11	9,77	16,84	0,60	0,25	0,79	0,009	100,32
61	7830	45,50	0,24	19,14	1,21	6,11	0,12	10,37	15,34	0,67	0,10	1,54	0,01	100,35
62	7824	46,60	0,27	19,82	0,71	4,58	0,10	8,59	18,08	0,71	0,10	0,94	0,00	100,50
63	7825	44,60	0,17	20,11	0,80	5,75	0,11	11,33	16,45	0,46	0,25	0,83	0,009	100,86
64	И1596	44,34	0,88	21,43	3,48	8,09	0,20	8,32	10,01	0,92	0,08	2,21	0,06	100,02
65	7821	45,20	0,16	23,60	0,91	3,40	0,07	7,21	17,53	0,65	0,25	1,01	0,03	100,02
Оливиновые габронориты														
66	8015	45,38	0,26	14,70	1,40	6,63	0,13	13,91	15,53	0,49	0,04	1,20	0,04	99,71
67	8030	45,44	0,27	17,01	1,68	6,45	0,11	12,38	15,25	0,59	0,07	0,93	0,02	100,20
68	8010	45,58	0,32	21,20	2,93	4,27	0,10	8,19	15,66	0,81	0,10	1,20	0,02	100,38
Лейкократовые оливиновые габбро, троктолиты														
69	П5429А	40,37	1,07	22,28	7,39	5,69	0,12	4,60	15,72	0,70	0,07	1,42	0,036	99,46
70	П5424	45,32	0,70	23,58	2,51	5,01	0,14	5,10	14,60	1,35	0,28	1,58	0,05	100,22
71	8003	46,25	0,41	24,50	1,80	3,71	0,09	4,91	15,95	1,19	0,25	1,03	0,05	100,14

72	8008	45,49	0,40	24,77	2,06	3,63	0,08	5,02	16,11	1,08	0,04	1,48	0,05	100,21	
73	8004	45,61	0,46	25,37	1,56	3,21	0,07	5,01	16,38	1,08	0,14	1,20	0,03	100,12	
				Анортозиты											
74	И1603	42,65	0,03	28,45	1,12	2,14	0,05	7,02	14,74	0,65	0,07	2,64	0,08	99,64	
75	И1605	43,64	0,05	29,20	0,83	1,82	0,03	4,81	15,29	0,80	0,58	3,24	0,08	100,37	
				Габбронориты краевой фации											
76	7820	42,90	1,66	18,25	5,74	8,69	0,19	6,72	13,15	1,17	0,25	1,10	0,03	99,85	
77	8029	44,33	0,52	24,42	3,15	3,85	0,08	5,52	16,54	0,81	0,08	0,97	0,01	100,28	
				Габбронориты дайковой фации											
78	И1589	46,77	1,13	14,39	3,38	7,22	0,21	10,00	13,63	1,29	0,22	1,93	0,14	100,31	
79	8020	42,43	0,92	17,11	5,45	7,05	0,13	9,51	15,25	0,81	0,04	1,27	0,01	99,98	
				Харатологоыйский массив											
				Плагиокунит											
80	П5465Б	36,94	0,28	7,85	6,95	9,49	0,20	28,48	3,90	0,27	0,03	5,11	0,05	99,55	
				Меланотроктолиты											
81	П5465А	38,20	0,21	10,84	5,46	9,23	0,19	25,79	5,35	0,32	0,04	3,82	0,05	99,50	
82	П5467А	39,11	0,31	16,57	4,98	7,84	0,14	18,61	8,23	0,59	0,04	3,30	0,05	99,77	
83	П5466	40,72	0,14	20,54	3,52	5,74	0,11	14,97	10,31	0,70	0,04	2,98	0,03	99,80	
				Троктолиты, оливковые габбро											
84	П5468	43,93	0,13	26,64	1,94	3,47	0,06	7,51	13,91	1,02	0,05	1,16	0,03	99,85	
85	П5469В	42,30	0,83	21,79	4,93	3,94	0,08	7,75	14,70	1,24	0,13	1,96	0,06	99,71	
86	П5471	42,38	0,52	22,75	4,87	4,72	0,10	7,61	14,74	1,08	0,06	1,22	0,05	100,10	
87	П5464А	42,74	0,15	25,71	2,39	4,58	0,08	9,62	12,94	0,86	0,05	1,25	0,04	100,41	
88	П5461А	43,10	0,13	26,89	1,57	3,50	0,07	7,31	14,47	1,02	0,06	1,43	0,04	99,59	
				Габбро											
89	П5471Б	42,26	1,50	22,51	5,28	4,58	0,08	6,80	13,62	1,67	0,14	1,08	0,06	99,58	
				Анортозиты											
90	П5465В	43,17	0,06	27,22	1,80	3,37	0,05	7,61	14,19	0,86	0,05	1,65	0,03	100,06	
91	П5460А	44,29	0,08	28,95	1,17	1,85	0,04	3,90	15,31	1,40	0,14	2,28	0,04	99,45	
92	П5467Б	43,43	0,08	20,12	1,30	2,50	0,04	5,10	15,71	0,97	0,05	1,04	0,04	100,38	
93	П5463	44,24	0,07	31,20	1,10	1,50	0,03	2,49	16,95	1,08	0,07	0,75	0,04	99,52	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
			Габбролиты краевой фации											
94	П5475А	51,03	1,08	17,81	2,37	6,22	0,15	7,30	9,43	3,43	0,30	0,82	0,26	100,20
95	П5475	51,22	1,25	18,90	3,34	5,50	0,18	5,59	8,88	3,77	0,37	1,26	0,34	100,60
96	П5474	51,00	1,02	19,62	3,90	5,15	0,12	4,60	9,73	3,94	0,45	0,61	0,33	100,47
			Сангидидайнурский массив											
			Оливиновое меланократовое габбро											
97	П5493Б	46,98	0,44	13,57	2,19	5,07	0,12	11,90	17,36	0,75	0,07	1,42	0,08	99,95
			Оливиновые габбро, габбро											
98	П5490	42,40	0,18	22,30	3,31	4,94	0,13	10,01	11,67	1,02	0,16	4,20	0,07	100,39
99	П5500	44,91	0,50	19,94	3,04	4,90	0,11	8,21	15,84	0,92	0,12	1,54	0,09	100,12
100	П5493	44,56	0,28	21,94	2,68	4,14	0,10	8,61	14,71	1,13	0,07	1,72	0,08	100,02
101	П5491А	46,18	0,53	22,39	2,69	4,21	0,16	5,21	15,97	1,39	0,02	1,40	0,03	100,18
102	П5494	43,79	0,19	23,86	2,40	4,59	0,09	8,81	13,61	1,08	0,06	1,74	0,09	100,31
			Анортозиты и лейкогаббро											
103	П5493А	43,34	0,24	26,28	2,01	5,12	0,14	7,56	11,76	1,13	0,01	1,22	0,05	98,86
104	П5491	45,18	0,40	28,12	2,27	2,21	0,05	1,66	14,27	2,38	0,40	2,44	0,10	99,48
			Габбролиты											
105	П5489А	44,35	2,51	15,94	8,57	6,99	0,34	5,92	10,29	2,80	0,08	1,31	0,66	99,76
106	П5488В	44,80	1,43	19,85	7,10	6,08	0,18	4,30	11,91	2,63	0,30	1,38	0,27	100,23
			Баянбулакский массив											
			Оливиновые габбролиты											
107	7728	42,00	0,97	18,97	7,08	5,78	0,11	7,21	14,70	0,96	0,50	1,80	0,02	100,10
108	7727	43,70	0,34	22,82	2,35	6,07	0,09	8,00	13,20	1,07	0,25	1,27	0,02	99,18
			Габбролиты											
109	7738	41,80	1,75	16,05	8,27	8,22	0,16	7,50	12,19	1,37	0,50	2,25	0,04	100,10
110	7737	41,90	1,86	16,23	9,20	7,47	0,16	5,83	13,15	1,40	0,50	2,15	0,03	99,88
111	7736	41,10	1,77	17,22	8,10	7,11	0,13	6,42	14,24	1,13	0,50	1,69	0,02	99,43
112	7744	45,80	1,85	18,26	5,82	7,22	0,18	4,64	10,68	2,57	0,67	1,52	0,21	99,42
113	7732	41,50	1,29	19,00	7,88	6,32	0,12	6,13	15,06	1,00	0,50	1,72	0,02	100,54

Амфиболовые габбронориты														
114	7741	42,90	2,02	15,63	8,39	8,47	0,20	6,13	11,50	2,00	0,67	1,84	0,14	99,89
115	7739	43,00	2,12	16,58	8,44	7,24	0,19	5,93	11,23	2,20	0,67	1,76	0,26	99,62
116	7734	41,50	1,91	16,59	9,22	7,90	0,17	6,22	11,78	1,47	0,50	1,91	0,05	99,22
Олонхудукский массив														
Меланократовые оливиновые габбро														
117	7762	43,30	0,65	9,28	2,40	8,89	0,18	20,68	10,68	0,70	0,25	3,30	0,09	100,40
118	7761	42,70	0,50	9,87	2,12	9,34	0,20	19,76	11,23	0,63	0,50	3,05	0,05	99,95
119	KP5509	42,53	0,72	10,96	2,48	8,86	0,15	19,55	10,04	0,66	0,16	2,29	0,05	98,45
120	KP5508	41,38	0,58	11,48	3,18	8,88	0,17	19,74	10,03	1,14	0,05	2,64	0,02	99,29
Оливиновые габбро и габбронориты														
121	KP5501	41,16	0,07	18,51	2,34	8,24	0,15	16,60	8,80	0,66	0,05	2,43	0,01	99,02
122	KP5500	41,59	0,07	19,21	1,91	9,94	0,19	15,49	8,35	0,66	0,00	1,06	0,02	98,49
123	KP5475	42,23	0,72	15,51	4,21	7,94	0,15	14,25	11,78	0,75	0,05	1,95	0,01	99,55
124	KP5474	42,62	0,58	17,60	4,13	7,09	1,13	12,27	12,16	0,82	0,05	1,45	0,02	100,12
125	KP5506	44,13	0,29	21,81	1,34	5,18	0,08	9,79	13,18	1,05	0,05	1,59	0,02	98,51
126	KP5472	47,86	0,76	21,63	2,99	5,58	0,10	7,22	10,32	2,70	0,05	0,61	0,001	99,82
127	7760	43,70	1,31	21,20	2,91	5,93	0,12	7,11	12,74	2,09	0,67	2,04	0,03	99,85
128	KP5478	44,10	0,97	21,55	4,52	5,79	0,11	7,00	12,75	1,62	0,05	0,81	0,02	99,29
129	KP5523	46,21	1,44	16,34	3,01	9,78	0,17	7,43	11,42	1,68	0,33	0,37	0,14	98,32
130	7765	44,40	1,30	17,86	3,88	4,88	0,11	5,93	18,60	1,13	0,25	1,76	0,47	100,57
131	KP5469	49,66	0,86	20,38	3,87	4,97	0,11	5,11	10,11	2,81	0,30	0,32	0,08	98,58
132	7754	48,90	0,98	20,47	2,81	5,75	0,15	5,73	10,13	3,00	0,67	1,03	0,03	99,65
133	7752	48,80	0,96	20,57	2,41	6,11	0,13	5,43	11,23	2,57	0,50	0,67	0,02	99,41
134	KP5467	47,99	0,90	20,74	3,39	5,97	0,11	5,90	10,69	2,62	0,10	0,44	0,02	98,87
135	KP5469	49,21	0,72	21,28	2,25	5,11	0,10	4,90	10,54	2,51	0,20	1,22	0,08	98,12
Анортозиты														
136	7764	43,90	0,87	26,12	1,91	2,87	0,19	3,85	17,80	1,04	0,25	1,42	0,05	100,27
137	KP5489	51,47	0,58	25,15	1,34	2,84	0,06	1,63	9,60	4,01	0,20	1,23	0,18	98,29
138	KP5473	46,04	0,36	26,22	4,32	2,66	0,08	1,37	16,33	1,24	0,05	1,02	0,01	99,70
Отгонский массив														
Меланократовые оливиновые габбро														
139	7719	47,80	0,22	14,38	1,42	8,80	0,14	16,20	7,39	0,92	0,25	2,11	0,03	99,81
140	7720	42,40	0,07	15,98	1,42	9,61	0,15	15,90	10,68	0,96	0,25	1,94	0,02	99,68

Примечание. Анализы выполнены в химических лабораториях ИГиГ СО АН СССР (47, 48, 57, 58, 60-63, 65, 76, 107-118, 127, 130, 132, 133, 136, 139, 140), ПГО «Новосибирскгеология» (1-46, 49-56, 59, 64, 66-75, 77-96) и ПГО «Запсибгеология» (97-106, 119-126, 128, 129, 131, 134, 135, 137, 138).

Таблица 22. Средние химические составы породных групп хиргисурского перидолит-пироксенит-габброноритового комплекса Западной Монголии

№ асс.	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1а	1	43,35	0,26	26,15	7,11	0,10	8,77	12,67	1,25	0,06	0,03	3,13	2,3,9	96,9	-12,8	31,2
1б	19	46,4 1,3	0,39 0,39	18,5 2,0	8,3 2,5	0,14 0,03	10,9 3,4	13,4 1,9	1,44 0,58	0,19 0,17	0,04 0,02	3,5 1,5	32,2 4,3	92,5 4,8	-10,7 3,2	30,5 10,3
1в	5	43,8 1,7	0,2 0,1	11,9 1,0	13,2 1,7	0,21 0,02	20,5 3,0	8,6 2,1	0,87 0,24	0,19 0,15	0,04 0,02	2,0 0,4	46,2 1,3	86,3 12,0	-19,4 3,8	26,6 1,0
1г	1	48,09	0,26	3,37	9,89	0,17	26,43	10,94	0,33	0,04	0,04	0,65	53,1	90,9	-13,4	17,7
2а	1	46,44	0,19	26,56	3,39	0,05	6,02	15,89	1,09	0,11	0,04	2,9	18,5	93,7	-4,7	24,0
2б	14	46,7 1,0	0,29 0,05	17,0 1,8	6,6 0,9	0,10 0,01	13,9 2,2	14,0 1,9	1,07 0,12	0,10 0,05	0,04 0,01	2,5 0,3	35,7 2,8	94,1 2,9	-10,9 3,0	21,2 1,6
2в	5	44,8 2,6	0,20 0,08	11,4 1,0	10,4 2,6	0,14 0,02	21,8 5,2	10,0 4,2	0,69 0,19	0,10 0,03	0,03 0,01	1,5 0,4	46,7 4,7	91,0 3,1	-17,6 6,6	21,1 2,0
2г	5	41,6 0,6	0,17 0,05	7,0 1,2	13,5 0,7	0,20 0,02	32,0 1,9	4,3 0,9	0,48 0,05	0,05 0,01	0,04 0,01	0,9 0,1	56,4 1,8	93,2 2,0	-26,9 1,8	19,1 0,7
2д	2	47,2	0,33	15,6	6,5	0	13,3	15,7	0,89	0,08	-	2,0	37,0	94,4	-9,2	21,0
3а	7	47,3 1,2	0,18 0,07	27,3 2,2	4,3 1,7	0,06 0,02	5,3 2,8	13,4 1,0	2,0 0,4	0,09 0,09	0,02 0,01	5,2 1,3	15,2 6,8	96,7 2,4	-5,4 2,8	35,8 13,2
3б	26	47,9 0,9	0,49 0,24	19,2 1,9	7,0 1,7	0,10 0,02	9,3 1,5	13,8 1,6	1,80 0,45	0,12 0,23	0,02 0,01	4,2 1,1	29,0 1,4	96,2 3,3	-7,9 2,0	29,6 6,0
3в	2	44,3	0,77	12,6	14,5	0,24	18,3	6,9	1,71	0,09	0,06	3,6	43,3	96,4	-19,0	30,7
3г	5	43,3 3,7	0,24 0,13	7,7 0,8	14,8 3,7	0,23 0,04	24,6 5,0	7,8 4,1	0,59 0,17	0,07 0,03	0,02 0,01	1,2 0,4	52,4 5,3	92,5 3,6	-21,2 8,1	25,1 2,0
1-3а	9	46,8 1,7	0,19 0,06	27,1 1,9	4,5 1,8	0,06 0,02	5,7 2,7	13,6 1,2	1,82 0,51	0,09 0,08	0,02 0,01	4,7 1,5	16,5 6,6	96,6 2,3	-6,2 3,7	34,2 12,0

1-36	59	$\frac{47,2}{1,2}$	$\frac{0,41}{0,28}$	$\frac{18,4}{2,0}$	$\frac{7,3}{1,9}$	$\frac{0,11}{0,03}$	$\frac{10,9}{3,0}$	$\frac{13,7}{1,8}$	$\frac{1,51}{0,53}$	$\frac{0,13}{0,18}$	$\frac{0,03}{0,02}$	$\frac{3,6}{1,3}$	$\frac{31,6}{4,4}$	$\frac{94,5}{5,0}$	$\frac{-9,5}{3,0}$	$\frac{27,9}{8,0}$
1-3B	12	$\frac{44,3}{1,9}$	$\frac{0,30}{0,24}$	$\frac{11,8}{1,0}$	$\frac{12,3}{2,5}$	$\frac{0,19}{0,04}$	$\frac{20,7}{3,8}$	$\frac{8,9}{3,1}$	$\frac{0,94}{0,41}$	$\frac{0,14}{0,10}$	$\frac{0,04}{0,02}$	$\frac{2,0}{0,8}$	$\frac{45,9}{3,8}$	$\frac{90,0}{8,4}$	$\frac{-18,6}{4,7}$	$\frac{25,0}{4,0}$
1-3r	12	$\frac{43,4}{3,7}$	$\frac{0,21}{0,10}$	$\frac{6,7}{1,9}$	$\frac{13,5}{3,0}$	$\frac{0,21}{0,03}$	$\frac{28,0}{5,9}$	$\frac{6,9}{4,1}$	$\frac{0,50}{0,15}$	$\frac{0,05}{0,02}$	$\frac{0,05}{0,01}$	$\frac{1,0}{0,3}$	$\frac{54,2}{4,7}$	$\frac{92,6}{2,8}$	$\frac{-22,3}{8,2}$	$\frac{21,4}{3,6}$
46	13	$\frac{44,7}{1,3}$	$\frac{0,25}{0,29}$	$\frac{20,8}{2,3}$	$\frac{8,1}{2,1}$	$\frac{0,11}{0,02}$	$\frac{11,9}{3,6}$	$\frac{12,8}{1,8}$	$\frac{0,92}{0,95}$	$\frac{0,10}{0,04}$	$\frac{0,04}{0,05}$	$\frac{2,3}{0,9}$	$\frac{31,5}{2,2}$	$\frac{92,8}{1,8}$	$\frac{-12,2}{4,3}$	$\frac{28,4}{4,0}$
4B	7	$\frac{43,0}{2,6}$	$\frac{0,17}{0,11}$	$\frac{13,1}{1,7}$	$\frac{12,5}{1,1}$	$\frac{0,11}{0,06}$	$\frac{21,7}{2,6}$	$\frac{8,4}{1,2}$	$\frac{0,47}{0,11}$	$\frac{0,08}{0,03}$	$\frac{0,02}{0,01}$	$\frac{1,1}{0,2}$	$\frac{47,5}{2,5}$	$\frac{88,8}{4,6}$	$\frac{-19,8}{6,0}$	$\frac{24,6}{3,4}$
4r	2	46,5	0,40	7,5	14,7	0,12	2,3,4	6,1	0,56	0,07	0,04	1,2	48,9	92,0	-13,9	26,8
5a	4	$\frac{43,7}{0,4}$	$\frac{0,15}{0,13}$	$\frac{30,0}{0,5}$	$\frac{3,5}{0,5}$	0,04	4,4	17,3	0,83	0,07	0,01	2,3	$\frac{15,1}{1,9}$	$\frac{94,1}{2,7}$	$\frac{-8,2}{2,3}$	$\frac{31,5}{7,0}$
56	17	$\frac{44,0}{1,3}$	$\frac{0,41}{0,52}$	$\frac{21,5}{2,9}$	$\frac{3,4}{3,6}$	$\frac{0,10}{0,04}$	$\frac{9,9}{2,8}$	$\frac{14,4}{2,2}$	$\frac{0,84}{0,34}$	$\frac{0,07}{0,03}$	$\frac{0,03}{0,07}$	$\frac{2,1}{0,8}$	$\frac{30,4}{5,3}$	$\frac{94,6}{3,6}$	$\frac{-11,9}{4,0}$	$\frac{34,7}{9,5}$
5r	4	$\frac{39,6}{1,3}$	$\frac{0,04}{0,02}$	$\frac{8,6}{1,2}$	$\frac{14,7}{1,6}$	$\frac{0,21}{0,02}$	$\frac{29,0}{3,3}$	$\frac{7,7}{6,0}$	$\frac{0,28}{0,06}$	$\frac{0,09}{0,03}$	$\frac{0,01}{0,01}$	$\frac{0,7}{0,1}$	$\frac{56,1}{2,0}$	$\frac{82,5}{6,7}$	$\frac{-28,7}{2,5}$	$\frac{22,8}{1,8}$
4, 5a	5	$\frac{43,9}{0,5}$	$\frac{0,13}{0,13}$	$\frac{29,5}{1,2}$	$\frac{3,4}{0,2}$	$\frac{0,04}{0,01}$	$\frac{4,6}{1,1}$	$\frac{17,4}{0,5}$	$\frac{0,78}{0,22}$	$\frac{0,08}{0,02}$	$\frac{0,01}{0}$	$\frac{2,2}{0,6}$	$\frac{16,0}{2,6}$	$\frac{93,2}{3,1}$	$\frac{-7,9}{2,1}$	$\frac{30,1}{6,8}$
4, 56	29	$\frac{44,3}{1,3}$	$\frac{0,35}{0,44}$	$\frac{21,0}{2,4}$	$\frac{8,5}{2,9}$	$\frac{0,11}{0,03}$	$\frac{11,0}{3,2}$	$\frac{13,6}{2,1}$	$\frac{0,88}{0,34}$	$\frac{0,08}{0,04}$	$\frac{0,04}{0,06}$	$\frac{2,2}{0,9}$	$\frac{31,3}{4,8}$	$\frac{93,9}{2,6}$	$\frac{-12,3}{4,0}$	$\frac{30,4}{9,3}$
4, 5B	7	$\frac{43,0}{2,6}$	$\frac{0,17}{0,11}$	$\frac{13,1}{1,7}$	$\frac{12,5}{1,1}$	$\frac{0,11}{0,06}$	$\frac{21,7}{2,6}$	$\frac{8,4}{1,2}$	$\frac{0,47}{0,11}$	$\frac{0,08}{0,03}$	$\frac{0,02}{0,01}$	$\frac{1,1}{0,2}$	$\frac{47,5}{2,5}$	$\frac{88,8}{4,6}$	$\frac{-19,8}{6,0}$	$\frac{24,6}{3,4}$
4, 5r	6	$\frac{41,9}{4,3}$	$\frac{0,16}{0,18}$	$\frac{8,3}{1,2}$	$\frac{14,7}{1,2}$	$\frac{0,18}{0,05}$	$\frac{26,5}{5,0}$	$\frac{7,2}{4,8}$	$\frac{0,37}{0,16}$	$\frac{0,08}{0,02}$	$\frac{0,02}{0,01}$	$\frac{0,8}{0,3}$	$\frac{53,7}{5,2}$	$\frac{85,7}{7,2}$	$\frac{-23,7}{9,9}$	$\frac{24,1}{3,9}$
6a	7	$\frac{44,2}{2,0}$	$\frac{0,17}{0,14}$	$\frac{30,2}{2,9}$	$\frac{4,0}{2,6}$	$\frac{0,12}{0,03}$	$\frac{2,7}{1,7}$	$\frac{17,0}{2,5}$	$\frac{1,04}{0,53}$	$\frac{0,11}{0,06}$	$\frac{0,20}{0,13}$	$\frac{3,0}{1,4}$	$\frac{12,4}{5,6}$	$\frac{93,8}{3,7}$	$\frac{-5,7}{3,3}$	$\frac{48,0}{10,1}$
66	52	$\frac{43,5}{3,2}$	$\frac{0,49}{0,26}$	$\frac{21,9}{3,2}$	$\frac{10,4}{1,9}$	$\frac{0,15}{0,03}$	$\frac{8,1}{1,5}$	$\frac{13,3}{1,6}$	$\frac{0,97}{0,53}$	$\frac{0,07}{0,05}$	$\frac{0,15}{0,09}$	$\frac{2,4}{1,3}$	$\frac{28,7}{4,5}$	$\frac{95,3}{2,9}$	$\frac{-11,1}{5,5}$	$\frac{42,1}{4,8}$
6B	26	$\frac{41,4}{2,6}$	$\frac{0,44}{0,23}$	$\frac{17,0}{2,8}$	$\frac{13,8}{2,0}$	$\frac{0,18}{0,03}$	$\frac{14,0}{2,3}$	$\frac{11,0}{1,6}$	$\frac{0,66}{0,46}$	$\frac{0,07}{0,06}$	$\frac{0,14}{0,08}$	$\frac{1,6}{1,1}$	$\frac{40,0}{3,8}$	$\frac{93,4}{3,8}$	$\frac{-18,3}{3,8}$	$\frac{35,6}{3,9}$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
6г	3	$\frac{39,3}{1,7}$	$\frac{0,23}{0,14}$	$\frac{12,5}{1,2}$	$\frac{16,8}{1,5}$	$\frac{0,20}{0,01}$	$\frac{22,2}{1,0}$	$\frac{6,9}{0,5}$	$\frac{0,36}{0,12}$	$\frac{0,04}{0,03}$	$\frac{0,07}{0,06}$	$\frac{0,8}{0,3}$	$\frac{50,3}{2,1}$	$\frac{93,8}{5,4}$	$\frac{-25,5}{3,4}$	$\frac{29,8}{2,4}$
6д	8	$\frac{48,0}{2,0}$	$\frac{0,74}{0,25}$	$\frac{19,4}{1,8}$	$\frac{10,0}{1,5}$	$\frac{0,16}{0,01}$	$\frac{6,7}{1,5}$	$\frac{11,6}{1,5}$	$\frac{2,34}{0,89}$	$\frac{0,22}{0,09}$	$\frac{0,15}{0,09}$	$\frac{5,7}{2,0}$	$\frac{25,8}{4,0}$	$\frac{94,1}{2,5}$	$\frac{-6,9}{2,1}$	$\frac{45,5}{6,9}$
7а	1	44,7	0,13	30,6	3,3	0,14	2,8	16,7	1,00	0,08	0,24	2,9	11,1	94,9	-4,6	40,4
7б	25	$\frac{44,8}{3,2}$	$\frac{0,35}{0,32}$	$\frac{22,2}{2,4}$	$\frac{8,4}{2,0}$	$\frac{0,15}{0,01}$	$\frac{8,7}{3,1}$	$\frac{12,9}{1,8}$	$\frac{1,32}{1,05}$	$\frac{0,15}{0,10}$	$\frac{0,17}{0,06}$	$\frac{3,4}{2,6}$	$\frac{27,1}{5,0}$	$\frac{91,8}{3,3}$	$\frac{-10,8}{4,9}$	$\frac{36,7}{13,7}$
7в	4	$\frac{44,3}{3,5}$	$\frac{0,46}{0,32}$	$\frac{12,4}{3,7}$	$\frac{12,4}{0,8}$	$\frac{0,17}{0}$	$\frac{16,1}{6,5}$	$\frac{10,9}{3,2}$	$\frac{0,67}{0,40}$	$\frac{0,11}{0,07}$	$\frac{0,16}{0,06}$	$\frac{1,6}{0,9}$	$\frac{42,0}{6,7}$	$\frac{89,0}{5,5}$	$\frac{-13,9}{9,0}$	$\frac{31,7}{7,5}$
7г	2	42,7	0,54	3,5	18,0	0,18	25,5	7,3	0,18	0,06	0,09	0,4	56,5	53,6	-20,0	28,7
7д	8	$\frac{49,2}{1,9}$	$\frac{0,51}{0,21}$	$\frac{21,0}{2,9}$	$\frac{9,2}{1,9}$	$\frac{0,17}{0,03}$	$\frac{6,2}{1,6}$	$\frac{11,4}{0,9}$	$\frac{1,9}{0,5}$	$\frac{0,12}{0,05}$	$\frac{0,04}{0,02}$	$\frac{4,6}{1,1}$	$\frac{22,5}{4,9}$	$\frac{96,0}{1,4}$	-	$\frac{45,9}{3,0}$
6, 7а	8	$\frac{44,5}{2,0}$	$\frac{0,15}{0,14}$	$\frac{30,4}{2,9}$	$\frac{3,7}{2,6}$	$\frac{0,13}{0,03}$	$\frac{2,75}{1,7}$	$\frac{16,9}{2,5}$	$\frac{1,02}{0,53}$	$\frac{0,09}{0,06}$	$\frac{0,22}{0,13}$	$\frac{3,0}{1,4}$	$\frac{11,8}{5,6}$	$\frac{94,3}{3,7}$	$\frac{-5,2}{3,3}$	$\frac{44,9}{10,1}$
6, 7б	77	$\frac{43,9}{3,2}$	$\frac{0,43}{0,28}$	$\frac{22,0}{3,21}$	$\frac{2,02}{2,02}$	$\frac{0,15}{0,02}$	$\frac{8,3}{2,6}$	$\frac{13,0}{1,82}$	$\frac{1,09}{0,86}$	$\frac{0,10}{0,07}$	$\frac{0,16}{0,09}$	$\frac{2,3}{1,31}$	$\frac{28,2}{4,8}$	$\frac{93,5}{3,34}$	$\frac{-11,0}{5,52}$	$\frac{40,01}{8,9}$
6, 7в	30	$\frac{41,8}{3,51}$	$\frac{0,44}{0,3}$	$\frac{16,2}{3,6}$	$\frac{13,4}{1,5}$	$\frac{0,18}{0,01}$	$\frac{14,3}{4,5}$	$\frac{11,0}{2,4}$	$\frac{0,66}{0,47}$	$\frac{0,08}{0,07}$	$\frac{0,14}{0,07}$	$\frac{1,6}{1,12}$	$\frac{40,1}{4,9}$	$\frac{92,5}{4,5}$	$\frac{-16,2}{6,5}$	$\frac{35,7}{5,8}$
6, 7г		$\frac{40,7}{1,7}$	$\frac{0,38}{0,14}$	$\frac{8,0}{1,2}$	$\frac{17,1}{1,5}$	$\frac{0,19}{0,01}$	$\frac{23,4}{1,0}$	$\frac{7,0}{0,5}$	$\frac{0,29}{0,12}$	$\frac{0,05}{0,03}$	$\frac{0,08}{0,06}$	$\frac{0,6}{0,3}$	$\frac{53,1}{2,1}$	$\frac{77,7}{5,4}$	$\frac{-19,9}{3,4}$	$\frac{29,2}{2,4}$

Примечание. Массивы: 1 - Замьнский, 2 - Центральный, 3 - Уланулинский, 4 - Дзэбханский, 5 - Сархайрханский, 6 - Хайрханский, 7 - Баянцаганский, Ареалы: 1-3 - киргиснурский, 4, 5 - дзэбханский, 6, 7 - баянцаганский. Группы пород: а - анортозитовая, б - мафитовая, в - суббульграмафитовая, г - ультрамафитовая, д - краевая фаши.

Таблица 23. Средние химические составы породных групп тамирского перидотит-пироксенит-габбронитового комплекса Монголии

№ ассоциаций	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1а	1	44,2	0,02	33,1	1,7	0,02	3,2	16,9	0,70	0,05	0,03	2,0	8,8	95,5	-3,7	22,8
16	29	<u>46,1</u> 1,1	<u>0,18</u> 0,06	<u>20,2</u> 2,6	<u>5,8</u> 1,7	<u>0,09</u> 0,02	<u>11,0</u> 2,7	<u>15,6</u> 1,8	<u>0,64</u> 0,14	<u>0,06</u> 0,04	<u>0,03</u> 0,01	<u>1,6</u> 0,4	<u>31,1</u> 5,0	<u>94,1</u> 3,0	<u>-8,1</u> 3,0	<u>22,8</u> 3,1
1з	5	<u>44,8</u> 1,8	<u>0,18</u> 0,08	<u>13,2</u> 1,8	<u>9,0</u> 1,4	<u>0,14</u> 0,01	<u>20,1</u> 3,8	<u>11,7</u> 2,7	<u>0,43</u> 0,12	<u>0,06</u> 0,03	<u>0,04</u> 0,02	<u>1,0</u> 0,3	<u>44,5</u> 4,0	<u>91,6</u> 2,1	<u>-15,8</u> 4,6	<u>20,2</u> 0,8
1г	9	<u>44,2</u> 3,3	<u>0,19</u> 0,10	<u>5,3</u> 1,6	<u>11,1</u> 2,8	<u>0,19</u> 0,03	<u>30,6</u> 7,4	<u>7,6</u> 5,5	<u>0,18</u> 0,11	<u>0,04</u> 0,01	<u>0,04</u> 0,01	<u>0,4</u> 0,2	<u>55,7</u> 3,7	<u>84,8</u> 6,4	<u>-20,9</u> 6,9	<u>17,3</u> 4,2
2а	1	43,96	0,03	29,32	3,24	0,05	7,23	15,19	0,67	0,07	0,08	1,8	17,9	93,4	-8,3	20,1
26	20	<u>45,6</u> 1,4	<u>0,49</u> 0,38	<u>21,0</u> 2,8	<u>7,6</u> 2,7	<u>0,11</u> 0,03	<u>8,5</u> 2,8	<u>15,7</u> 1,8	<u>0,82</u> 0,26	<u>0,16</u> 0,09	<u>0,02</u> 0,01	<u>2,2</u> 0,7	<u>29,1</u> 5,7	<u>87,6</u> 8,1	<u>-8,3</u> 7,9	<u>34,1</u> 10,6
2в	6	<u>46,2</u> 0,9	<u>0,45</u> 0,35	<u>14,0</u> 1,4	<u>9,0</u> 1,4	<u>0,13</u> 0,03	<u>14,4</u> 2,9	<u>14,7</u> 1,1	<u>0,65</u> 0,33	<u>0,09</u> 0,07	<u>0,06</u> 0,04	<u>1,5</u> 0,8	<u>40,1</u> 2,9	<u>92,2</u> 2,3	<u>-10,7</u> 2,8	<u>26,4</u> 6,3
2г	7	<u>43,7</u> 2,1	<u>0,23</u> 0,06	<u>9,0</u> 2,2	<u>12,7</u> 2,7	<u>0,19</u> 0,04	<u>24,0</u> 4,9	<u>9,5</u> 3,6	<u>0,39</u> 0,11	<u>0,12</u> 0,09	<u>0,03</u> 0,02	<u>0,9</u> 0,3	<u>51,1</u> 5,0	<u>83,5</u> 12,1	<u>-20,3</u> 5,7	<u>22,9</u> 1,4
1, 2а	3	<u>44,5</u> 0,8	<u>0,04</u> 0,03	<u>30,2</u> 2,5	<u>2,7</u> 0,8	<u>0,04</u> 0,02	<u>5,4</u> 2,0	<u>16,0</u> 0,9	<u>0,77</u> 0,15	<u>0,07</u> 0,02	<u>0,05</u> 0,02	<u>2,2</u> 6,4	<u>14,5</u> 4,9	<u>94,0</u> 1,2	<u>-5,9</u> 2,3	<u>21,9</u> 1,5
1, 26	50	<u>45,8</u> 1,2	<u>0,31</u> 0,28	<u>20,2</u> 2,7	<u>6,7</u> 2,3	<u>0,10</u> 0,03	<u>10,2</u> 3,0	<u>15,6</u> 1,8	<u>0,70</u> 0,21	<u>0,10</u> 0,08	<u>0,03</u> 0,01	<u>1,8</u> 0,6	<u>30,9</u> 5,2	<u>91,5</u> 6,4	<u>-8,3</u> 2,9	<u>27,4</u> 8,9
1, 2в	14	<u>45,0</u> 1,8	<u>0,30</u> 0,26	<u>12,2</u> 2,1	<u>10,0</u> 1,9	<u>0,15</u> 0,03	<u>19,3</u> 4,7	<u>12,1</u> 2,7	<u>0,51</u> 0,25	<u>0,10</u> 0,08	<u>0,04</u> 0,03	<u>1,2</u> 0,6	<u>44,9</u> 4,9	<u>87,9</u> 9,5	<u>-15,2</u> 5,2	<u>23,1</u> 4,8
1, 2г	11	<u>43,7</u> 3,2	<u>0,20</u> 0,09	<u>5,5</u> 1,6	<u>11,9</u> 3,2	<u>0,20</u> 0,03	<u>30,4</u> 6,7	<u>7,3</u> 4,9	<u>0,21</u> 0,12	<u>0,04</u> 0,02	<u>0,04</u> 0,01	<u>0,4</u> 0,3	<u>55,9</u> 3,4	<u>85,5</u> 6,0	<u>-21,8</u> 6,5	<u>18,3</u> 4,6
3а	3	<u>44,7</u> 0,9	<u>0,07</u> 0	<u>30,6</u> 0,9	<u>3,1</u> 0,6	<u>0,03</u> 0	<u>3,9</u> 1,3	<u>16,2</u> 0,8	<u>1,17</u> 0,24	<u>0,08</u> 0,04	<u>0,04</u> 0	<u>3,3</u> 0,7	<u>12,3</u> 2,6	<u>95,5</u> 1,5	<u>-6,8</u> 2,1	<u>31,4</u> 4,0
36	7	<u>43,5</u> 0,6	<u>0,48</u> 0,54	<u>25,2</u> 2,4	<u>7,1</u> 2,0	<u>0,07</u> 0,01	<u>7,9</u> 0,9	<u>14,3</u> 0,7	<u>1,12</u> 0,28	<u>0,07</u> 0,04	<u>0,04</u> 0,01	<u>2,9</u> 0,7	<u>24,4</u> 3,6	<u>95,8</u> 1,2	<u>-12,1</u> 1,7	<u>33,1</u> 7,1
3в	2	41,3	0,23	19,2	11,0	0,12	17,4	9,6	0,66	0,04	0,04	1,5	39,4	96,1	-20,5	26,0
3г	2	39,5	0,25	9,8	15,7	0,20	28,6	4,8	0,31	0,03	0,05	0,6	54,8	92,8	-27,8	23,6
3д	3	<u>51,3</u> 0,2	<u>1,12</u> 0,12	<u>18,9</u> 0,9	<u>8,5</u> 0,1	<u>0,15</u> 0,03	<u>5,9</u> 1,4	<u>9,4</u> 0,4	<u>3,73</u> 0,25	<u>0,37</u> 0,07	<u>0,31</u> 0,04	<u>9,0</u> 0,8	<u>21,8</u> 2,1	<u>93,8</u> 0,8	<u>-5,0</u> 0,8	<u>45,5</u> 6,2

Окончание табл. 23

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
4а	1	46,6	0,41	28,97	4,38	0,05	1,71	14,70	2,45	0,41	0,10	7,1	10,2	90,0	-7,3	59,0
4б	7	45,6 1,3	0,35 0,14	22,8 4,6	6,9 1,1	0,11 0,03	7,9 3,2	14,7 2,0	1,25 0,51	0,11 0,12	0,07 0,02	3,2 1,7	25,6 8,0	94,8 3,6	-8,6 2,6	35,6 10,6
4д	2	45,2	1,99	18,1	13,8	0,26	5,2	11,3	2,75	0,19	0,47	6,7	28,1	95,6	-11,3	60,1
3, 4а		45,6 0,9	0,24 0	30,1 0,9	3,42 0,6	0,04 0	3,49 1,3	15,5 0,8	1,81 0,24	0,25 0,04	0,07 0	5,2 0,7	11,2 2,6	92,2 1,5	-7,0 2,1	45,2 4,0
3, 4б	14	44,5 1,4	0,42 0,5	24,0 3,9	7,0 1,61	0,09 0,03	7,9 2,35	14,5 1,51	1,18 0,44	0,09 0,1	0,05 0,03	3,05 1,31	2,5 6,2	95,3 2,7	-10,3 2,2	34,3 9,0
3, 4в	2	41,3	0,23	19,2	11,0	0,12	17,4	9,6	0,66	0,04	0,04	1,5	39,4	96,1	-20,5	26,0
3, 4г	5	39,5	0,25	9,8	15,7	0,20	28,6	4,8	0,31	0,03	0,05	0,6	54,8	92,8	-27,9	23,6
3, 4д	3	48,9 0,2	1,55 0,12	18,5 0,9	11,2 0,1	0,20 0,03	5,6 1,4	10,3 0,4	3,24 0,25	0,28 0,07	0,39 0,04	7,8 0,8	24,9 2,1	94,7 0,8	-8,1 0,8	52,8 6,2
5а	3	48,0 4,5	0,61 0,25	26,3 0,3	5,1 1,3	0,11 0,07	2,3 1,4	14,8 4,3	2,14 1,72	0,16 0,10	0,08 0,09	5,6 4,2	13,8 5,9	93,5 6,2	-2,0 4,7	57,0 16,4
5б	15	46,4 2,9	0,80 0,42	20,0 2,1	9,5 1,8	0,19 0,26	8,9 4,1	11,7 2,4	1,81 0,89	0,22 0,23	0,06 0,11	4,5 2,3	28,2 7,3	93,4 5,2	-9,3 5,2	39,5 8,0
5в	4	43,9 0,8	0,63 0,09	10,8 1,1	11,7 0,3	0,18 0,02	20,6 0,5	10,9 0,6	0,80 0,24	0,24 0,19	0,05 0,02	1,9 0,4	47,5 0,9	82,5 13,1	-19,2 0,2	24,1 0,8
6б	10	43,41 1,5	1,62 0,57	18,1 2,2	14,2 2,1	0,15 0,04	6,5 1,0	13,0 1,5	1,55 0,57	0,54 0,13	0,08 0,09	4,4 1,4	32,0 3,4	80,7 4,0	-13,0 1,9	54,7 7,4
7в	2	46,3	0,15	15,6	10,8	0,15	16,5	9,2	0,96	0,26	0,03	2,4	38,5	85,1	-12,9	26,8
5-7а	3	48,0 4,5	0,61 0,25	26,3 0,3	5,1 1,3	0,11 0,07	2,3 1,4	14,8 4,3	2,14 1,72	0,16 0,10	0,08 0,09	5,6 4,2	13,8 5,9	93,5 6,2	-2,0 4,7	57,0 16,4
5-7б	25	45,2 3,2	1,12 0,61	19,2 2,2	11,4 2,14	0,17 0,29	7,5 2,72	12,3 1,83	1,7 0,91	0,39 0,25	0,07 0,13	4,47 2,34	30,3 6,3	89,8 5,17	-11,1 3,8	44,5 8,01
5-7в	6	44,8 0,8	0,56 0,09	12,4 1,1	11,4 0,3	0,16 0,02	18,8 0,5	10,0 0,6	0,88 0,24	0,25 0,19	0,04 0,02	2,1 0,4	44,1 0,9	87,8 13,1	-13,8 0,2	25,0 0,8

Примечание. Массивы: 1 - Орлюгулинский, 2 - Дуланулинский, 3 - Харатологойский, 4 - Сангиндалайнурский, 5 - Олонхуджский, 6 - Баянбулакский, 7 - Оггонский. Ареалы: 1, 2 - тамирский, 3, 4 - илэровский, 5-7 - олонхуджский. Группы пород: а - анортозитовая, б - мафитовая, в - субультрамафитовая, г - ультрамафитовая, д - эндоконтрактная.

параметров (рис. 37). Средние составы выделенных групп пород по отдельным массивам, ареалам и комплексам приведены в табл. 22, 23.

Преобладающая мафитовая группа пород характеризуется следующими уклонами: низкощелочным, умеренно меланократовым, умеренно магниевым, весьма высоконатриевым, весьма низкотитанистым и крайне низкофосфористым (см. табл. 25). По сравнению с габброидами анортозит-вебстерит-габброноритовой формации габброиды рассматриваемой ассоциации характеризуются несколько большим уровнем общей щелочности и титанистости, но вместе с тем более низким уровнем кремнекислотности, что определяет оливиновый профиль данной ассоциации в отличие от норитового профиля габброидов офиолитовых ассоциаций. По сравнению с мафитовыми группами габброанортозитовой и анортозит-клинопироксенит-габбровой формаций габброиды хиргиснурского и тамирского комплексов обогащены Mg, Al и Ca и обеднены Si, Fe, Ti, P и щелочами, что находит свое отражение в их металлогенической специализации (табл. 24, 25).

Фракционирование оливина и плагиоклаза и смена последовательности кумулусных парагенезисов в расслоенных сериях массивов этой формации хорошо иллюстрируется диаграммой $Al_2O_3 - MgO$ (рис. 38), где устанавливается три тренда изменчивости состава пород. Два из них отвечают породам расслоенной серии, а третий - породам краевой фации. Для пород расслоенной серии массивов, обладающих высокой глиноземистостью родоначальных расплавов, отчетливо проявлен оливин-плагиоклазовый тренд дифференциации. Для массивов, характеризующихся более низкой глиноземистостью, характерен плагиоклаз-пироксеновый тренд дифференциации, хотя анортозитовая и ультрамафитовая группы пород ложатся вдоль первого тренда. Для пород краевой фации также устанавливается плагиоклаз-пироксеновый тренд дифференциации, но смещенный по отношению к породам расслоенной серии.

Породы краевых фаций массивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации отличаются от расслоенных серий большей выдержанностью составов (см. табл. 20, 21), более высокими содержаниями SiO_2 , Na_2O , K_2O , FeO и более низкими CaO. Породы краевой фации образуют единую мафитовую группу, для которой характерна дифференцированность в направлении плагиоклаз-

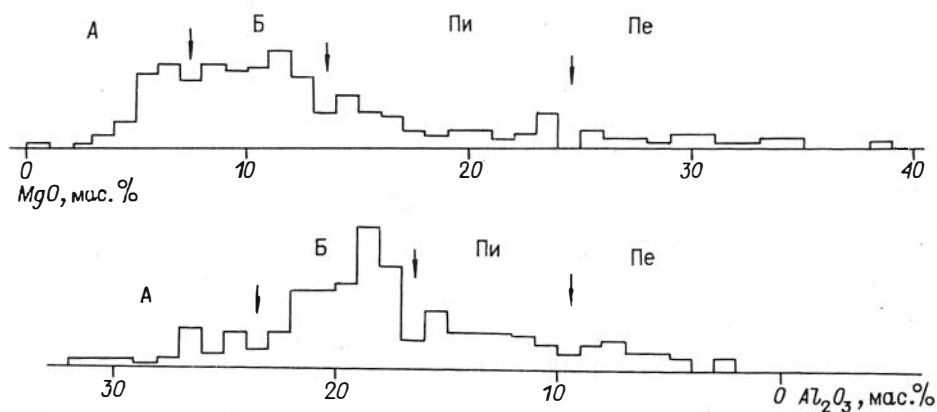


Рис. 36. Распределение пород перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации Северо-Западной Монголии по MgO и Al_2O_3 .

Стрелками показаны границы между породными группами: А - анортозиты, Б - мафиты, Пи - субультрамафиты, Пе - ультрамафиты.

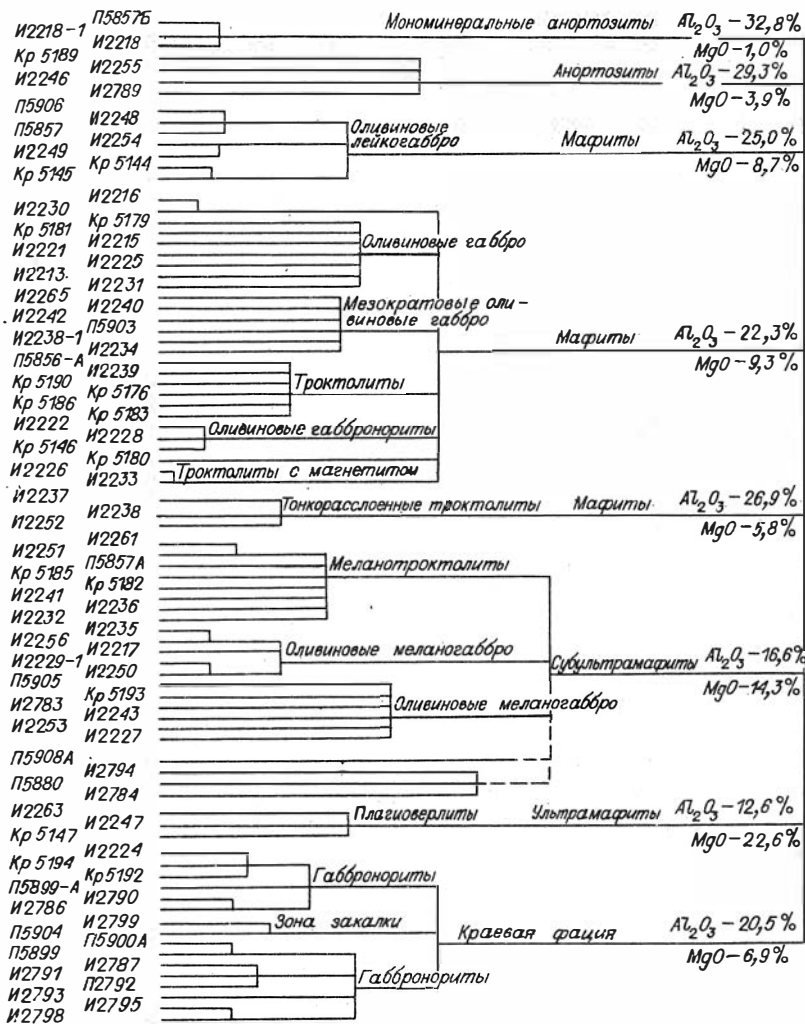


Рис. 37. Кластерная дендрограмма для пород Баянцаганского массива.

пироксен (см. рис. 38). На примере Баянцаганского расслоенного массива в непрерывном разрезе показано изменение состава пород краевой фацции. Устанавливается постепенное увеличение содержаний SiO_2 , Na_2O , K_2O и в меньшей мере TiO_2 по направлению к контакту (см. рис. 31). Некоторое уменьшение содержаний SiO_2 и Na_2O , но не K_2O наблюдается только в породах закалочной фацции. Образование лейкократовых краевых фацций расслоенных габброноритных массивов, очевидно, связано с процессом ассимиляции кислото-материала в присутствии летучих /Изох и др., 1988/.

Геохимическая характеристика пород массивов хиргиснурского и тамирского комплексов приведена в табл. 26, 27. Распределение элементов-примесей в петрографических группах пород расслоенных серий согласуется с их образованием в результате фракционирования оливина и плагиоклаза из магнезиально-высокоглиноземистого расплава. Наиболее ранние дифференциаты обогащены Cr и Ni (1500–2000 и 400–1000 г/т соответственно), при этом

Таблица 24. Оценка родоначальных расплавов для массивов перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации Западной Монголии

Компонент	1(27)	2(25)	3(40)	4(3)	5(1)	6(6)
SiO ₂	46,0	45,3	41,2	47,2	47,5	46,2
TiO ₂	0,35	0,25	0,40	0,33	1,10	0,80
Al ₂ O ₃	16,5	14,3	21,4	15,6	16,3	19,1
FeO	9,3	8,6	10,9	6,5	10,6	11,0
MgO	13,8	18,8	10,0	13,3	9,6	7,4
CaO	12,3	11,3	13,7	15,7	9,9	12,1
Na ₂ O	1,25	0,88	0,70	0,90	2,40	1,70
K ₂ O	0,20	0,08	0,08	0,08	0,11	0,15
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,21	0,04	0,10	0,19

Примечание. 1-3 - средневзвешенный состав расслоенной серии: 1, 2 - Замынский и Центральный массивы соответственно хиргиснурского ареала, 3 - Баянцаганский массив одноименного ареала; 4, 6 - закалочная фация Центрального (4) и Баянцаганского (6) массивов; 5 - зона закалки пикритоидной дайки в Уланулинском массиве хиргиснурского ареала. В скобках - число анализов.

Таблица 25. Петрохимические уклоны мафитовой породной группы массивов хиргиснурского и тамирского комплексов

Уклон	Номера массивов
Низкощелочной a < 8,75 при b' = 25 a < 5 при b' = 35	1, 2, 3, 12, 13
Весьма низкощелочной a < 5,62 при b' = 25 a < 2,5 при b' = 35	4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11
Меланократовый b' > 25	1, 2, 4, 5, 8, 9, 12, 13
Умеренно меланократовый 35 > b' > 25	3, 6, 7, 10, 11
Магниевый F < 50	1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11
Умеренно магниевый 50 > F > 25	6, 12
Железемагниевый 75 > F > 25	13
Весьма высоконатриевый n > 87,5	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12
Высоконатриевый n > 75	9, 13
Среднеглиноземистый 19 > Al ₂ O ₃ > 15 %	1, 2, 13
Высокоглиноземистый Al ₂ O ₃ > 17 %	3, 4, 5, 8, 9, 11, 12

Уклон	Номера массивов
Весьма высокоглиноземистый $Al_2O_3 > 19\%$	6, 7, 10
Весьма низкотитанистый $TiO_2 < 0,37$	1, 2, 4, 5, 6, 7, 8
Умеренно низкотитанистый $TiO_2 < 0,75$	3, 9, 10, 11
Низкотитанистый $TiO_2 < 1,5$	12, 13

Примечание. Массивы: 1 - Замынский, 2 - Центральный, 3 - Уланулинский, 4 - Дзабханский, 5 - Сархайрханский, 6 - Хайрханский, 7 - Баянцаганский, 8 - Орцогоулинский, 9 - Дуланулинский, 10 - Харатологойский, 11 - Сангийндалайнурский, 12 - Слонхудукский, 13 - Баянбулакский.

устанавливается высокая положительная корреляция между ними. Такие особенности поведения Ni и Cr обусловлены тем, что при низком содержании серы в расплаве никель концентрируется в магнезиальном оливине. При повышении железистости оливина количество никеля резко уменьшается. Ранний магнезиальный оливин из нижних горизонтов расслоенных серий содержит включения хромистой шпинели, являющейся концентратором хрома. В верхних горизонтах расслоенных серий даже в ультраосновных породах такие включения полностью отсутствуют. Этим можно объяснить низкую хромистость всех групп пород в Уланулинском массиве (см. табл. 26).

В субультрамафитах устанавливаются более низкие содержания Cr и Ni, для которых в целом характерна положительная корреляция. Еще более низкие содержания этих элементов присущи породам мафитовой группы. Значимая корреляция между ними отсутствует. В некоторых массивах среди габброидов отмечается мелкая сульфидная вкрапленность, представленная пирротинном, халькопиритом и пентландитом. Для этих пород устанавливается положительная корреляция Cu, Ni и Co.

Интересные изменения содержания хрома наблюдаются для различных ареалов хиргиснурского комплекса. Максимальные содержания этого элемента характерны для всех групп пород и средневзвешенных составов хиргиснурского ареала, исключая слабо эродированный Уланулинский интрузив. Минимальные содержания хрома характерны для баянцаганского ареала, где даже в ультраосновных породах из основания расслоенной серии содержания хрома не достигают значений, характерных для мафитовой группы пород хиргиснурского ареала. Такое уменьшение содержания хрома с севера на юг в базитовых расплавах, родоначальных для перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов, согласуется с представлениями об уменьшении глубины их выплавки по мере удаления от края Сибирской платформы. Экспериментальные и петрологические исследования показывают, что увеличение давления благоприятствует перераспределению хрома из шпинелидов в силикаты; при этом увеличивается доля кноррингитового минала в гранате и хромистость клинопироксена /Соболев, Соболев, 1967; Соболев, 1974/. Именно эти минералы участвуют в выплавки магнезиально-высокоглиноземистых расплавов /Кривенко, Поляков, 1986/.

Краевые фации массивов хиргиснурского и тамирского комплексов имеют

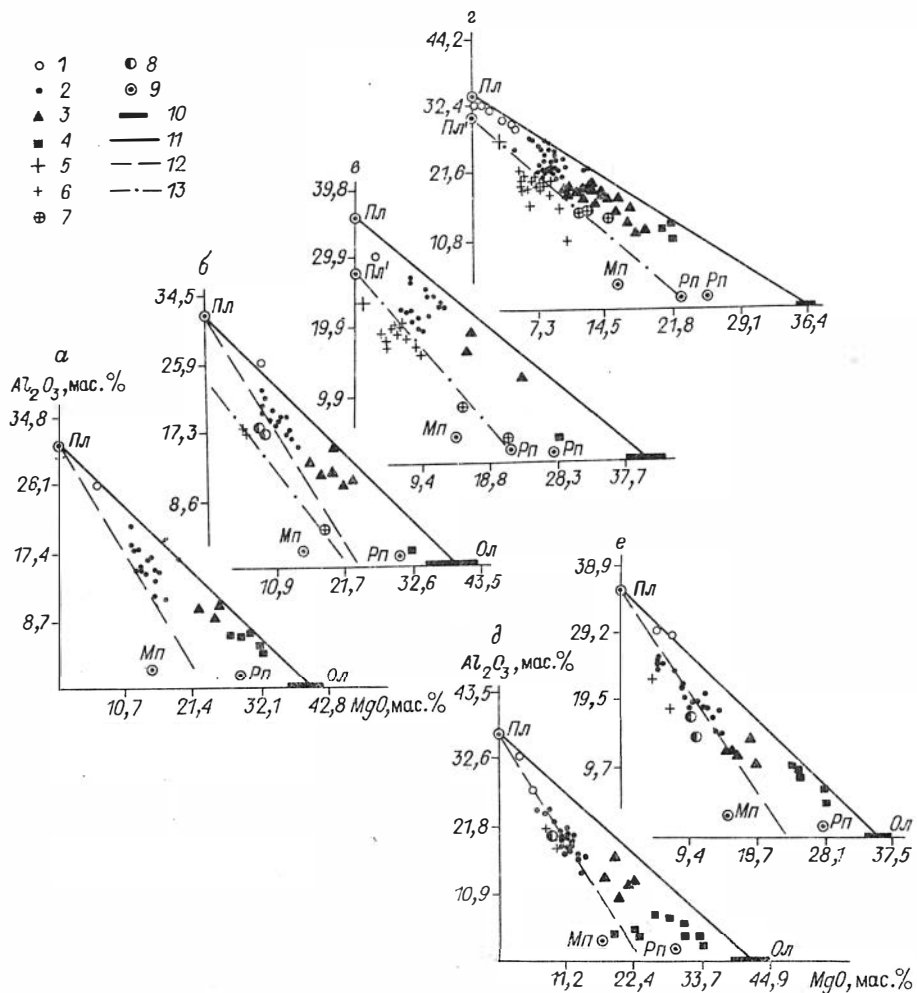


Рис. 38. Химический состав пород перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации в координатах $Al_2O_3 - MgO$.

Массивы: а - Центральный; б - Замынский; в - Хайрханский; г - Баянцаганский; д - Орцоголинский; е - Дуланулинский; 1 - анортозиты; 2 - оливниновые габбро и троктолиты; 3 - меланократовые оливниновые габбро, троктолиты и пироксениты; 4 - плагиолерцолиты и плагиоверлиты; 5 - лейкократовые габбронориты краевой фации; 6 - габбронориты краевой фации; 7 - вебстериты; 8 - габброиды дайковой фации; 9 - минералы (Пл - плагиоклаз, Мп - клинопироксен, Рп - ортопироксен); 10 - диапазон вариации состава оливнина; 11-13 - тренды дифференциации: 11 - оливнин-плагиоклаз, 12 - плагиоклаз-пироксен, 13 - плагиоклаз-ортопироксен.

в целом те же диапазоны изменения содержаний Ni и Cr, что и мафитовая группа расслоенной серии. Корреляция между этими элементами отсутствует. На примере Баянцаганского интрузива показано, что краевая фация имеет более низкое содержания Ni, Co и Cr, но значительно обогащена медью (см.

Окончание табл. 26

1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
П5811	138	40	66	60	Хайрханский массив				
8529	132	28	54	50	И2191	21	211	119	270
П5815	105	53	55	60	Кр5841А	8	220	92	410
П5810	32	15	48	50	П6635	20	115	78	160
П5909	56	19	43	50	П5864	17	187	72	290
8526	100	32	39	65	Кр5841	33	103	46	200
П5613	85	26	24	55	П6657	64	97	57	61
П5814	62	30	28	60	Кр5844	44	61	45	160
8525	100	16	38	60	Кр5859	12	98	45	130
					П6658Б	185	45	50	35
					П6658А	141	30	44	25
					П6658В	296	23	44	20
					Кр5839	22	14	43	110
					П6658	752	20	43	25
					Кр5824	25	28	37	130
					И2187	16	61	32	240
					Кр5157	26	37	22	310
					П6607	12	80	92	900
					Кр5162	19	94	52	380
					Кр5794	270	58	43	90
					Кр5833	19	61	38	190
					Кр5797	72	36	33	75
					П5871	52	47	35	330
					П6627	92	46	29	40
					Кр5798	58	38	33	72
					Кр5812	238	30	36	45
					Кр5837	164	52	29	190
					И2190	94	23	26	130
					Кр5871	152	37	34	250
					П6644	122	17	20	110
					П6643	64	29	22	130
					Баянцаганский массив				
					И2241	9	78	89	86
					И2236	10	82	83	91
					И2235	8	62	74	62
					И2217	12	62	78	55
					И2783	33	57	89	70
					И2221	10	35	50	26
					И2228	13	45	44	36
					И2789	42	15	17	29
					И2790	34	45	39	55
					И2786	65	52	48	46
					И2799	139	30	41	-
					И2787	22	42	31	62
					И2791	40	30	31	31
					И2792	272	40	35	19
					И2793	122	37	43	-
					И2795	187	42	35	24
					И2798	139	30	41	-
					И2794	183	67	85	24
					И2784	20	50	56	67
					Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в ИГиГ СО АН СССР. Аналитик В.И. Си-монова. Названия пород приведены в табл. 30.				

Таблица 27. Содержание малых элементов (Cu , Ni , Co , Cr) в породах тамирского комплекса, г/т

№ п/п	№ обр.	Cu	Ni	Co	Cr	№ п/п	№ обр.	Cu	Ni	Co	Cr
Орцогулинский массив						44	7830	50	100	60	42
1	8074	205	930	110	248	45	7824	80	20	40	17
2	И1515	39	188	69	170	46	7825	170	120	90	22
3	7991	31	52	100	164	47	И1596	100	130	54	10,5
4	8001	40	215	72	220	48	7821	40	120	50	41
5	П5382А	52	421	105	100	49	8015	185	105	58	47
6	8077	25	700	88	253	50	8030	210	100	50	34
7	8000	20	410	76	58	51	8010	56	63	48	20,5
8	7999	19	190	82	36	52	П5429А	60	80	34	7
9	П5379А	54	88	55	53	53	П5424	40	70	24	12
10	П5391	35	40	52	45	54	8003	56	60	25	165
11	7997	20	80	88	6,5	55	8008	43	40	45	22
12	7946	43	24	34	33	56	8004	55	40	35	13
13	7977	28	10	38	23	57	И1603	50	120	50	4
14	7987	40	36	56	15,5	58	И1605	15	120	44	24
15	7982	53	55	53	45,5	59	7820	60	30	60	75
16	И1511	20	15	45	14	60	8029	55	62	46	15,2
17	И1533	19	9	45	13	61	И1589	32	80	34	35
18	7980	28	16	55	20,5	62	8020	138	69	60	28,5
19	7983	29	45	38	47	Харатологойский массив					
20	7988	42	36	58	12,5	63	П5465В	17	850	125	108
21	7989	50	75	38	46	64	П5465А	25	820	100	101
22	7996	17	37	40	33	65	П5467А	12	460	96	59
23	7990	40	110	38	67	66	П5466	15	450	82	37
24	П5388	16	92	18	36	67	П5468	26	170	44	7
25	И1554	3	29	18	2	68	П5469В	21	180	44	17
26	7994	50	55	56	7	69	П5471	18	125	59	12
27	7995	40	40	45	8,5	70	П5464А	15	220	64	17
28	8076	117	95	49	37	71	П5461А	35	200	50	25
Дуланулинский массив						72	П5471Б	15	110	52	11
29	8014	63	620	110	212	73	П5464В	10	170	50	22
30	П5919	54	770	82	210	74	П5460А	23	85	23	12
31	7822	30	380	150	83	75	П5467Б	24	110	34	20
32	7823	60	380	150	58	76	П5463	25	70	24	11
33	П5417А	38	670	79	177	77	П5475А	25	170	24	28
34	И1595	45	240	60	110	78	П5475	38	75	35	12
35	8016	47	265	85	149	79	П5474	26	90	32	7
36	8006	74	170	53	116	Сангйиндалайнурский массив					
37	8005	62	165	55	100	80	П5493Б	110	170	28	17,4
38	8011	55	135	50	73	81	П5490	25	220	36	12
39	8012	70	80	50	58,5	82	П5500	100	100	34	26
40	П5418	60	270	50	35	83	П5493	55	130	36	18
41	7828	50	110	50	26	84	П5494	57	210	36	28
42	П5429	104	95	39	21	85	П5491	31	45	28	13
43	7829	100	120	60	47						

Окончание табл. 27

№ п/п	№ обр.	Cu	Ni	Co	Cr	№ п/п	№ обр.	Cu	Ni	Co	Cr
86	П5489А	15	50	10	8	91	7737	30	20	60	6
87	П5488Б	30	120	36	10	92	7736	140	40	50	10
						93	7744	10	15	30	6
	Баянбулакский массив					94	7732	140	80	70	10
88	7728	170	70	80	23	95	7741	30	15	50	6
89	7727	60	70	80	33	96	7739	10	15	40	5
90	7738	10	20	50	2	97	7734	20	20	60	6

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в ИГиГ СО АН СССР. Аналитик В.И. Симонова. Названия пород приведены в табл. 21.

табл. 26). Устанавливается увеличение содержания меди по направлению к контакту. В закалочной фации содержание меди уменьшается.

Петрографическое изучение пород расслоенных серий позволяет оценить относительный порядок выделения породообразующих минералов, что наряду с геологическими данными дает последовательность образования различных дифференциатов. Анализ многокомпонентных физико-химических диаграмм фазового состояния позволяет проследить ход кристаллизации исходных для расслоенных интрузивов расплавов и определить последовательность образования кумулятов в условиях идеального фракционирования кристаллов /Ирвин, 1983/. Х.Д. Натан и К.К. Ванкирк /Nathan, Van Kirk, 1978/ предложили модель магматической кристаллизации, основанную на статических закономерностях кристаллизации ликвидусных минералов по экспериментальным и природным силикатным системам для давления 1 атм и летучести кислорода, отвечающей поверхностным условиям ($P_{O_2} = 0,23$). По их алгоритму Г.Д. Феоктистовым /1980/ состав-

лена программа расчета процесса фракционной и равновесной кристаллизации магматического расплава. Для плутонических ассоциаций оценки последовательности кристаллизации составов минералов носят качественный характер.

Последовательность кристаллизации минералов в зависимости от температуры и объема закристаллизовавшегося расплава и состав ликвидусных минералов для предполагаемых родоначальных расплавов хиргиснурского комплекса показаны на рис. 39. Для интрузивов, обладающих сравнительно невысокой глиноземистостью (Замынского, Центрального), первым начинает кристаллизоваться оливин ($T^{\circ}C = 1300-1375^{\circ}$, $f = 5-8\%$). Расчетная железистость оливина более низкая, чем реально наблюдаемая (см. табл. 17). Значительный температурный интервал, в котором происходит кристаллизация одного оливина ($T^{\circ}C = 50-100^{\circ}$), и небольшой объем закристаллизовавшегося расплава (10-20%) способствуют процессу фракционирования. Это хорошо объясняет кумулюсную природу плагиоперидотитов в расслоенных массивах перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации, которые образуют мощные горизонты в нижних частях интрузивов и слои в основании ритмов. На диаграммах Al_2O_3-MgO отчетливо видно, что составы пород ультрамафитовой и субультрамафитовой групп ложатся на линию фракционирования родоначальный расплав - оливин, несколько отклоняясь от линии фракционирования плагиоклаз - оливин в сторону пироксенов (см. рис. 38).

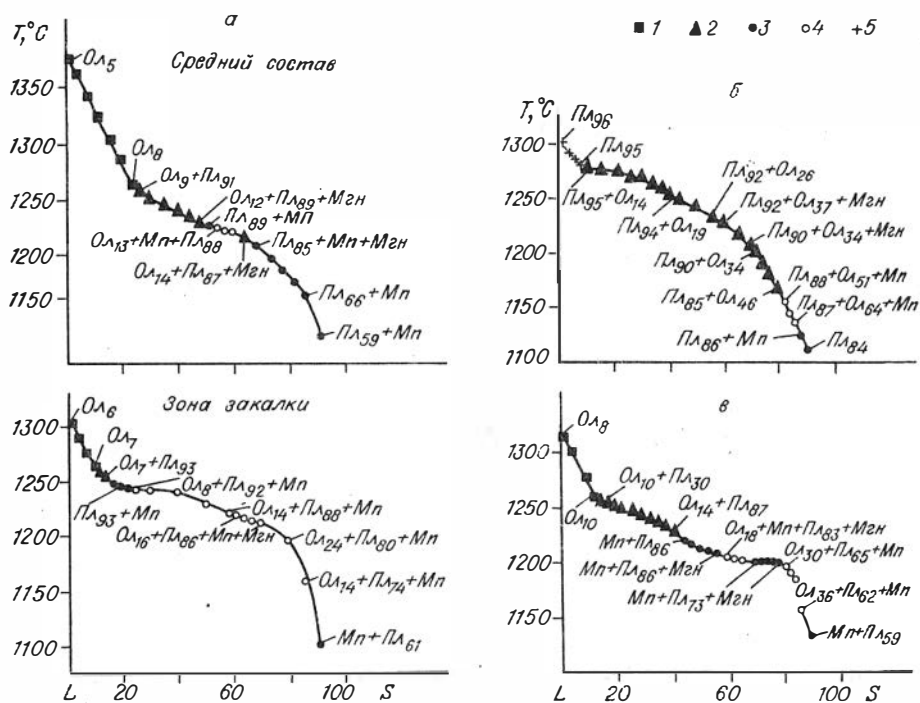


Рис. 39. Последовательность кристаллизации минералов в породах Центрального массива (а), Баянцаганского (б), Замынского (в).

1 - оливин (перидотит); 2 - оливин + плагиоклаз + магнетит (троктолит); 3 - клинопироксен + плагиоклаз + магнетит (габбро); 4 - оливин + плагиоклаз + клинопироксен + магнетит (оливиновые габбро); 5 - плагиоклаз (анортозит). L - расплав, S - количество твердой фазы, об. %.

На следующем этапе кристаллизации ликвидусный парагенезис отвечает троктолиту. Для массивов хиргиснурского ареала рассчитанная доля этого парагенезиса крайне незначительна (2-4 %), что хорошо согласуется с реально наблюдаемыми соотношениями троктолитов и оливиновых габбро в массивах этого ареала. В дальнейшем кристаллизуются ликвидусные парагенезисы, отвечающие оливиновым габбро и габбро. Состав плагиоклаза в модельных расчетах изменяется незначительно (см. рис. 39), что согласуется с реально наблюдаемыми вариациями состава этого минерала в расслоенных сериях данной ассоциации и отсутствием явлений скрытой расслоенности, обычно характерной для дифференцированных габброидных массивов /Уэйджер, Браун, 1970/.

Для интрузивов, обладающих высокой глиноземистостью исходного расплава, например Баянцаганского, кристаллизация начинается с основного плагиоклаза ($T^{\circ}C = 1300$), к которому после 10 % раскристаллизации присоединяется оливин ($f = 14$ %). Кристаллизация троктолитового ликвидусного парагенезиса в этом случае идет почти до самого конца. Только на последних стадиях кристаллизации кумулаты отвечает оливиновым габбро. Рассчитанная последовательность кристаллизации для Баянцаганского массива хорошо согласуется со слабым развитием в этом массиве ультрамафитов и широким проявлением субультрамафитов, которые располагаются вблизи линии фракционирования плагиоклаз - оливин (см. рис. 38). Для массивов баянцаганского ареала характерно широкое развитие троктолитов, лейкократовых габбро и анортозитов, что также согласуется с расчетами.

Таким образом, особенности состава расслоенной серии и набор выделяемых групп пород согласуются с последовательностью смены минеральных котектик при кристаллизации магнезиально-высокоглиноземистого базитового расплава и фракционирования минералов.

Вариации состава петрографических групп в одном очаговом ареале незначительны и определяются главным образом уровнем эрозийного среза и размерами интрузивов. В то же время обнаруживаются систематические различия в составах групп пород из различных ареалов. Для хиргиснурского комплекса устанавливается увеличение глиноземистости всех групп пород от ареала к ареалу с севера на юг (см. табл. 24). Такая же тенденция отмечается для мажалькского, лысогорского и нижнедербинского комплексов Алтае-Саянской складчатой области /Поляков, Кривенко, 1985/. Эти особенности, вероятно, отражают закономерные вариации составов исходных расплавов, связанные с изменением условий магмообразования.

Средневзвешенные составы пород расслоенных серий для наиболее хорошо обнаженных и изученных массивов данной формации, их закалочные и некоторые дайковые фации (Уланулинский массив), а также составы преобладающей мафитовой группы пород позволяют сделать вывод о том, что исходными для формирования дифференцированных интрузивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации были магнезиальные, высокоглиноземистые магмы (см. табл. 24). Низкие содержания щелочей, титана и фосфора в этих габброидах позволяют утверждать, что выплавление магм происходит из участков мантии, истощенных предшествующими плавлениями, что согласуется с их положением в общей эволюции раннепалеозойского базитового магмообразования Западной Монголии.

Пересчет средних составов мафитовых групп пород различных формационных типов на эклогитовые нормы показывает, что габброиды перидотит-пироксенит-анортосит-габброноритовой формации содержат больше нормативного граната по сравнению с другими базитами /Кривенко, Поляков, 1986/. Поскольку смещение эвтектики в системе пироксен – гранат в сторону граната происходит при понижении давления, правомерно предположить, что магнезиально-высокоглиноземистые магмы образуются при сравнительно низких давлениях. Закономерное увеличение содержаний глинозема с севера на юг, устанавливаемое для различных ареалов мажалькского и хиргиснурского комплексов, можно связать с уменьшением глубины плавления по мере удаления от края Сибирской платформы. С этим предположением согласуется поведение хрома в различных ареалах хиргиснурского комплекса.

В последние годы изменились представления о тектонической обстановке размещения магматических комплексов, несущих сульфидное медно-никелевое оруденение. Существовавшая ранее концепция о строгой приуроченности таких комплексов к древним платформам оказалась несостоятельной после открытия ряда новых месторождений, в частности, месторождений богатых никелевых руд в Западной Австралии, связанных с коматитовыми ассоциациями, сформировавшимися в эвгеосинклинальных условиях. Анализ этих материалов свидетельствует, что тектонические условия проявления рудоносных комплексов весьма разнообразны /Михайлов и др., 1981/. Это заставляет по-иному относиться к оценке перспектив никеленосности габброидов в складчатых областях.

Для прогнозирования рудоносных провинций применим метод формационного анализа. Анализ особенностей состава габброидных интрузий, вмещающих сульфидное медно-никелевое оруденение, показывает, что в составе интрузий присутствуют породы ультрамафитовой и субультрамафитовой групп, а в ряде случаев отмечается анортоситовая группа. Габброиды рудоносных ассоциаций характеризуются повышенной магнезиальностью, низкой щелочностью и титанистостью

/Кривенко и др., 1987/. В Восточной Туве в северотувинском ареале выделяются массивы перидотит-троктолит-лейкогаббровой ассоциации /Лисицин, Пятов, 1977; Лисицин и др., 1979; Пятов, 1983; Поляков и др., 1984а/, объединяемые в мажалькский комплекс. К этой ассоциации относятся массивы Пограничный и Запевалиха, с которыми установлены сульфидные $Cu - Ni$ руды. Оруденение в этих массивах приурочено к нижним частям интрузивов. В верхних горизонтах отмечается редкая сульфидная вкрапленность. По геологическому положению, возрасту, набору и составу пород массивы тамирского и хиргиснурского комплексов в полном объеме сопоставляются с мажалькским перидотит-пироксенит-габбровым комплексом Восточной Тувы. Поэтому можно говорить о выделении новой провинции дифференцированных габброидных массивов, перспективных в отношении сульфидного медно-никелевого оруденения.

С помощью формационного анализа можно оценить перспективность ассоциации в целом. Для оценки перспектив конкретных массивов необходимо привлекать геохимические и минералогические критерии.

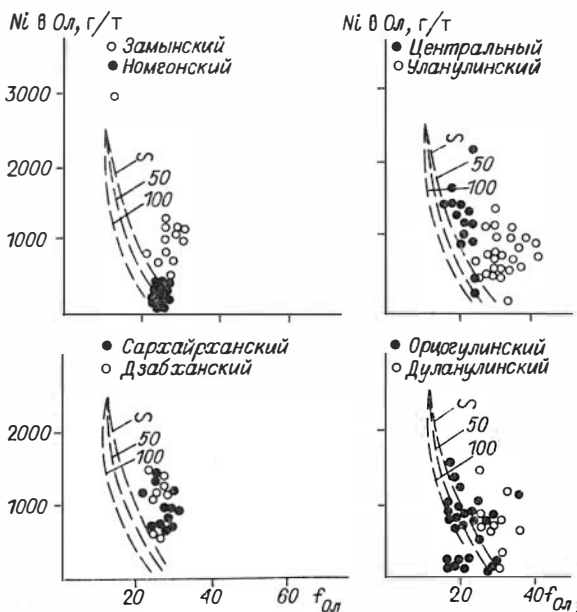
Необходимым условием образования сульфидных $Cu - Ni$ месторождений является высокий химический потенциал серы, обеспечивающий обособление сульфидного расплава от силикатного. Количество Ni и Cu в мафитовых и ультрамафитовых расплавах вполне достаточно для образования соответствующих месторождений. При отсутствии сульфидов никель распределяется в породообразующих минералах, концентрируясь главным образом в оливине. Магнезиальные природные оливины наиболее богаты никелем. С повышением железистости минерала количество никеля уменьшается /Simkin, Smith, 1970/. В присутствии сульфидной фазы значительная часть никеля концентрируется в ней, а сосуществующий оливин обедняется этим элементом. Если известна концентрация Ni в исходном расплаве, то по содержанию никеля в оливине может быть рассчитано количество никеля, перешедшее в сульфидную фазу. Таким образом, по содержанию Ni в оливине можно оценить количество сульфидной фазы в системе даже в том случае, когда эти сульфиды недоступны для непосредственного наблюдения. Критерии никеленосности, основанные на этих принципах, были опробованы А.П. Кривенко и А.И. Гловым на примере пикритодолеритовых интрузивов Новосибирского Приобья /Кривенко и др., 1983/ и перидотит-пироксенит-габбровых массивов мажалькского комплекса Восточной Тувы /Кривенко и др., 1986/. Нами эти критерии были использованы для оценки перспективности конкретных массивов тамирского и хиргиснурского комплексов.

На рис. 40 показано содержание никеля в оливине в зависимости от его железистости для интрузивов хиргиснурского и тамирского комплексов. Практически все массивы, за исключением Уланулинского, содержат оливин, обедненный никелем по отношению к оливинам "плутонических" пород. По-видимому, данные Симкина и Смита нельзя считать представительными, а для сравнения необходимо располагать подборкой химических анализов оливина для разных типов магматических ассоциаций. Наиболее низкими содержаниями никеля обладают оливины из Оргогулинского массива тамирского комплекса.

Канадскими петрологами было рассчитано содержание никеля в оливине, кристаллизующемся в присутствии сульфидной фазы или без нее /Thompson, Naldrett, 1984/. Чем больший объем сульфидной фазы присутствует в системе, тем беднее никелем сосуществующий оливин. На рис. 40 показаны расчетные, по Томпсону и Налдрету, составы оливинов, кристаллизовавшихся при различном отношении оливина и сульфидной фазы. Судя по этим данным, оливины из Замынского, Уланулинского, Дзабханского, Сархайрханского и Дуланулинского массивов кристаллизовались при отсутствии сульфидной фазы; при этом концентрация никеля в оливине из этих массивов выше расчетной, так как в качестве исходного А. Налдрет использовал состав, отвечающий континентальному

Рис. 40. Соотношение железистости оливина (f_{Ol}) и содержания в нем никеля для различных интрузивов Северо-Западной Монголии по данным микрозондового анализа.

Штриховые линии – рассчитанный состав оливина, кристаллизующегося при различном отношении оливина и сульфидной фазы (∞ – без сульфидов, 100 и 50 – отношение оливина к сульфидам).



толеиту. Оливины Орцогоулинского массива кристаллизовались большей частью в присутствии сульфидов, и, следовательно, массив по этому критерию может быть отнесен к перспективным в отношении сульфидного оруденения. В Центральном массиве только некоторые составы оливинов отвечают условиям кристаллизации в присутствии сульфидной фазы, что согласуется с минералогическими данными.

На рис. 41, 42 показаны соотношения никеля в оливине и в породе для изученных интрузивов Монголии. Пунктирная линия на рисунках ограничивает верхний предел содержаний никеля в оливинах для массивов мажалькского комплекса, с которыми установлены проявления $Cu - Ni$ руд (массивы Запевалиха и Пограничный). В тамирском комплексе изучались два массива – Орцогоулинский и Дуланулинский. По данному критерию (см. рис. 41, 42) массив горы Орцог-Ула можно считать перспективным в отношении сульфидного оруденения, тогда как Дуланулинский массив попадает в область неперспективных. Необходимо отметить, что в целом количество сульфидов в обнаженной части Орцогоулинского массива не велико, что определяет невысокие содержания Cu и Ni , однако геологические данные позволяют считать, что в данном интрузиве обнажены только верхние части массива, оруденение же приурочено, как правило, к нижним придонным горизонтам. О перспективности Орцогоулинского массива на сульфидное оруденение свидетельствуют и минералогические данные. В оливиновых габбро из этого массива, расположенных выше по разрезу краевой фации, отмечаются линзо-, эллипсо- и шпировидные обособления сульфидов размером 4–15 мм. Эти обособления имеют резкие границы. Длинными осями они ориентированы в одном направлении, согласно с трахитоидностью в габбро. Сульфиды представлены пирротином (90%), халькопиритом и пентландитом. Кроме того, в оливинах из Орцогоулинского массива встречаются мелкие округлые, каплевидные включения сульфидов, представленных преимущественно пирротином, в котором отмечаются продукты распада твердого раствора с выделением веретенообразных и линзовидных обособлений пентландита. В краевых частях этих включений наблюдаются неправильные выделения халькопирита. Границы каплевидных сульфидов всегда резкие четкие и ровные. Некоторые из них сопровождаются тонкой каймой вторичного изменения оливина. Такие особенности выделений сульфидов свидетельствуют об их раннемагматическом образовании.

Таким образом, из многочисленных изученных нами массивов хиргиснурско-

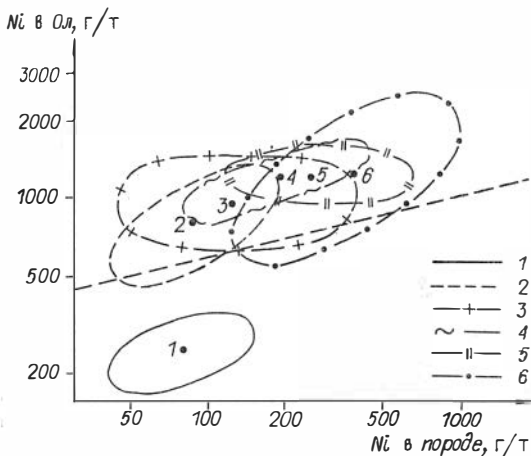


Рис. 41. Распределение Ni между породой и оливином в массивах хиргиснурского комплекса.

1 - Харачулинский; 2 - Уланулинский; 3 - Хайрханский; 4 - Замынский; 5 - Дзабханский; 6 - Центральный.

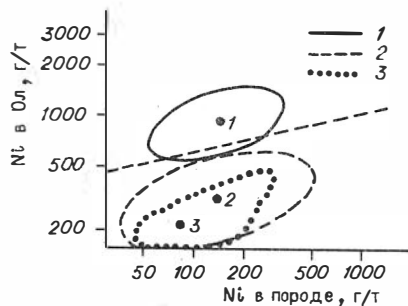


Рис. 42. Распределение Ni между породой и оливином в массивах тамирского комплекса.

Массивы: 1 - Дуланулинский; 2 - Орцогулинский; 3 - Номгонский.

го и тамирского комплексов в Западной Монголии по предложенным критериям никеленосности перспективным может считаться только Орцогулинский массив. Следует отметить, что этот массив находится в пределах Эрдэнэт-Цагансубургинской рудоконцентрирующей структуры, включающей большинство рудных проявлений Северо-Центрального и Южно-Монгольского поясов, в том числе крупные медно-молибденовые месторождения Монголии - Эрдэнэтуин-Обо и Цаган-Субурга /Сотников и др., 1984/.

Другой тип сульфидной минерализации выявлен в краевых фациях некоторых массивов хиргиснурского комплекса. В Хайрханском массиве установлены небольшие, но многочисленные проявления сульфидной пирротин-халькопиритовой минерализации, а также проявления сплошных магнетит-ильменитовых руд. Минерализация выявлена главным образом в северной части массива, где она приурочена к габброноритам эндоконтактной фации. Зона минерализации прослежена по курумам и отдельным коренным выходам контакта на протяжении 4 км (см. рис. 28). Наиболее обильная минерализация, представленная густой вкрапленностью пирротина с подчиненным количеством халькопирита, установлена в верховьях р. Уртуин-Гол в ее правых притоках. Отдельные проявления халькопирит-пирротиновой минерализации встречаются в центральной части массива, где они также приурочены к блокам габброноритов верхней (?) краевой фации. Иногда наблюдаются ксенолиты габбро и габброноритов в кварцевых диоритах тохтогеншильского комплекса, обогащенные сульфидом.

Сульфидная минерализация накладывается как на габбронориты, так и на ксенолиты роговиков, широко проявленных в краевой фации Хайрханского массива. Распределение меди в зоне минерализации крайне неравномерное. В одних участках преобладает халькопирит с подчиненным количеством пирротина, в других - халькопирит отмечается только в виде тонких структур распада в пирротине. Можно выделить несколько типов парагенезисов рудных минералов. Ильменит-магнетитовые руды, встреченные в краевой фации Хайрханского массива, сложены магнетитом, в котором полностью отсутствуют структуры распада. Среди магнетита отмечаются отдельные крупные пластинчатые выделения ильменита. Магнетит из сплошных руд резко отличается от магнетита из габброноритов краевой фации. В последних преобладает титаномагнетит со структурами

распада на магнетит, ильменит и ульвошпинель. Наличие сплошных магнетит-ильменитовых руд в приконтактовой зоне перидотит-пироксенит-габброноритового массива, характеризующегося в целом низкой титанистостью и железистостью, указывает на перераспределение рудного вещества, что, возможно, связано с сульфуризацией габброидов:



Реальность такой реакции подтверждается широким проявлением здесь же пирротиновой минерализации, практически не содержащей меди. В незначительном количестве встречается пирит, который замещает пирротин. Для минерализации этого типа характерно низкое содержание меди. Другой тип сульфидной минерализации характеризуется, напротив, высоким содержанием меди. Из сульфидов в минерализованных габброноритах присутствуют либо только халькопирит, либо халькопирит с небольшим количеством пирротина. Этот тип минерализации встречается в виде небольших участков (10 x 30 см), обогащенных халькопиритом в габброноритовой краевой фации (обр. Кр5857, Кр5858 см. табл. 26), или в ксенолитах габброноритов в кварцевых диоритах (П6621). Содержания меди в таких участках достигают 1,3 % при крайне низком содержании никеля, что указывает на наложенный характер медной минерализации.

Сравнение геохимических особенностей пород расслоенных серий, краевых фаций и их оруденелых разностей (см. табл. 26) позволяет выявить следующее. Породы расслоенной серии имеют низкие содержания Cu, Ni, V и Cr, что согласуется с практически полным отсутствием в них сульфидов и низким содержанием Ti-магнетита. В процессе изменения габброидов расслоенной серии под воздействием кварцевых диоритов тохтогеншильского комплекса происходит локальное увеличение содержаний Cu, V и Pb при уменьшении содержаний Ni.

По сравнению с породами расслоенной серии габбронориты краевой фации значимо обогащены Cu и V. Постепенное увеличение содержания меди отчетливо наблюдается в краевой фации Баянцаганского массива, достигая максимума в щилрах кварцевых диоритов, где отмечаются халькопиритовые выделения. Образование рудопроявлений с высоким содержанием меди и низким - никеля связано, по-видимому, с перераспределением рудного вещества при образовании краевой фации и дальнейшего перераспределения под воздействием гидротермальных растворов, циркулирующих вдоль контактов вокруг интрузива /Irvine, 1984/.

Троктолит-анортозит-лейкогаббровая формация

Данный тип интрузий может рассматриваться как лейкократовый вариант перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации. В Алтае-Саянской области этому типу принадлежат массивы горы Одинокой и Ханчарский /Лисицин и др., 1979/. В Монголии к этому типу относится Номгонский дифференцированный массив, в котором геологами Эрдэнэтской геолого-поисковой партии обнаружена рассеянная сульфидная минерализация.

Номгонский массив, находящийся в 15 км к северо-востоку от слияния рек Орхон и Тола (см. рис. 1), расположен в южной части Восточной глыбовой зоны Орхон-Селенгинского прогиба в пределах Барунбурэн-Дарханской площади /Моссаковский, Томуртогов, 1976; Меднорудные формации..., 1985/. Габброиды этого массива рассматривались в качестве ранних фаз селенгинского комплекса (P₂ - T₁). Ревизия габброидов этого комплекса показывает, что в первую фазу селенгинского комплекса включены фрагменты дифференцированных перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовых интрузивов, приуроченных к выходам нижнепалеозойских и рифейских образований. Такими примерами яв-

ляются фрагменты расслоенных массивов в нижнем течении р. Орхон в районе сомона Сант, в правобережье р. Дзуйлин-Гол, в районе горы Хутул и многие другие. Триасовый возраст этих габброидных массивов в Орхон-Селенгинской зоне дается по возрасту прорывающих их гранитоидов. Дифференцированные габброиды перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритового типа в правобережье р. Дзуйлин-Гол перекрыты пермской вулканогенно-осадочной толщей, что исключает их отнесение к селенгинскому комплексу.

Ранее считалось, что габброиды Номгонского массива прорывают среднезернистые амфиболовые и амфибол-биотитовые граниты и граносиениты верхнепермского возраста. На этом основании предполагался их триасовый возраст. При детальном исследовании интрузива установлено, что массив прорывается кварцевыми порфировидными амфибол-биотитовыми сиенитами и граносиенитами, которые, в свою очередь, секутся дайками и жилами мелкозернистых граносиенитов. На удалении от контакта среди габброидов спорадически встречаются крупные жилы и дайкообразные тела кварц-полевшпатного состава с многочисленными ксенолитами в различной степени переработанных габбро. Вблизи контакта с гранитоидами габброиды, как правило, интенсивно амфиболлизированы. В северной части массива рооговикованные габброиды пронизаны инъекциями и жилами меланократовых сиенитов. Таким образом, мы имеем дело с фрагментом дифференцированного габброидного интрузива, находящегося в кровле крупного сиенит-граносиенит-гранитного плутона. К юго-востоку от Номгонского массива гранитоиды этого плутона имеют активные интрузивные контакты с пермской вулканогенно-осадочной толщей, представленной лавобрекчиями дацитовых и андезитодацитовых порфиритов, риолитами с горизонтами алевропесчаников, гравелитов и конгломератов. На основании этих наблюдений кажется правомерным отнесение сиенит-граносиенит-гранитного массива к селенгинскому комплексу. Возрастное положение габброидов по-прежнему остается дискуссионным. Не исключается возможность отнесения их к первой фазе селенгинского комплекса. В то же время отсутствие прямых соотношений с вулканогенно-осадочной толщей (P_1), сходство состава пород, характера дифференциации и рудной специализации Номгонского массива с раннепалеозойскими перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовыми массивами, имеющими широкое распространение в данном районе, дают нам возможность отнести Номгонский массив к лейкократовой разновидности этого формационного типа. Дополнительным аргументом в пользу раннепалеозойского возраста габброидов Номгонского интрузива может служить тот факт, что в Алтае-Саянской области среди массивов раннепалеозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации также имеются анортозит-лейкогаббровые разновидности /Лисицин, Пятов, 1977, 1979/.

Контакты Номгонского массива с вмещающими породами не наблюдались. Небольшой блок рооговиков встречен только в северо-восточной части массива и располагается среди амфиболлизированных оливиновых габбро и измененных габбро (рис. 43). Рооговики пронизаны многочисленными инъекциями диоритового состава, а также жилами гранитов.

Внутреннее строение Номгонского массива нарушено интрузией гранитоидов и многочисленными разломами. Тем не менее удается установить черты внутреннего строения, присущие массивам такого типа: расслоенную серию, боковую и верхнюю краевые фации. Эндоконтактная фация, представленная дифференцированными габброноритами, проявлена только в северном блоке (см. рис. 43). В северо-восточной части этого блока мезо- и меланократовые мелкозернистые трахитоидные амфиболовые габбронориты краевой фации по направлению в глубь массива сменяются лейко-, мезократовыми средне-, крупнозернистыми оливиновыми габбро и анортозитами. При этом ориентировка трахитоидности и расслоенности в краевой фации и в расслоенной серии не совпадает. В

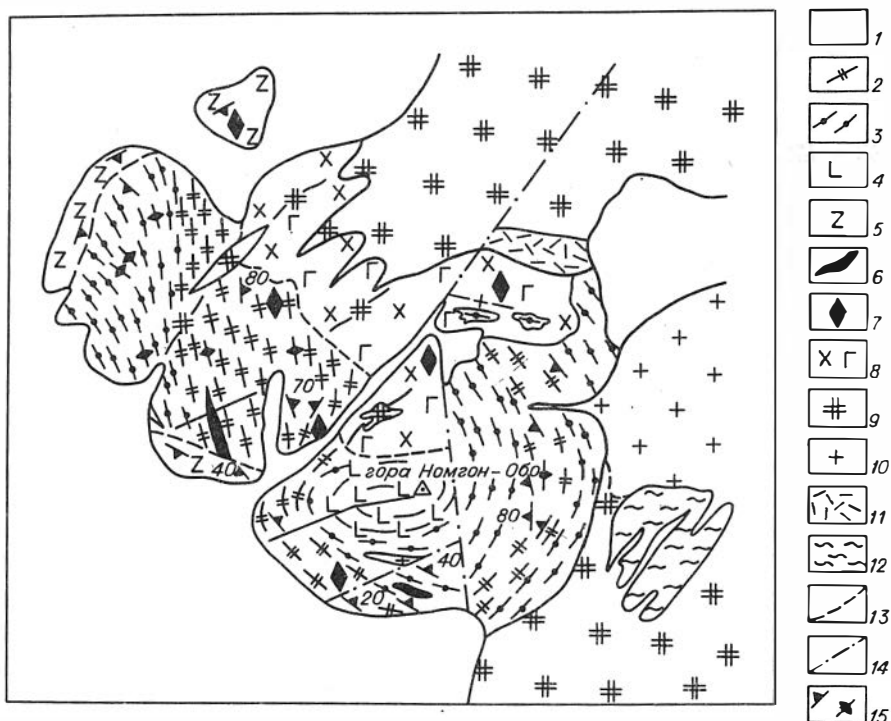


Рис. 43. Схема геологического строения Номгонского троктолит-анортозит-лейкогаббрового массива.

1 - четвертичные отложения; 2-8 - габброиды Номгонского массива: 2 - мезо- и меланократовые оливиновые габбро и габбронориты, 3 - лейкократовые оливиновые габбро, троктолиты и анортозиты, 4 - амфиболовые оливиновые габбро верхней краевой фации, 5 - габбронориты краевой фации, 6 - габброиды с вкрапленной борнит-халькопиритовой минерализацией, 7 - габброиды с сульфидной вкрапленностью, 8 - гранитизированное габбро; 9 - порфировидные биотит-амфиболовые сиениты и граносиениты; 10 - мелкозернистые граниты и граносиениты; 11 - фельзиты; 12 - роговики; 13 - условные границы пород; 14 - тектонические нарушения; 15 - элементы залегания расслоенности.

южной части этого блока наблюдается фрагмент краевой фации. Здесь в юго-западном направлении устанавливается уменьшение степени раскристаллизации амфиболовых габброноритов. Габбровая структура сменяется офитовой. Широко проявлен позднемагматический бурый амфибол. Встречаются вкрапленники плагиоклаза и порода приобретает порфировидный облик. В целом по особенностям состава и соотношениям с расслоенной серией эндоконтактные зоны Номгонского массива близки к краевым фациям массивов раннепалеозойской перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации Западной Монголии /Поляков и др., 1984б; Изох, Баярбилэг, 1988/.

В амфиболовых габброноритах эндоконтактной фации проявлена тонко рассеянная вкрапленность сульфидов, главным образом халькопирита. Повышенные содержания сульфидов устанавливаются также вблизи зон дробления и катаклаза. Кроме сульфидов в эндоконтактной зоне наблюдается повышенное содержание титаномагнетита и ильменита.

В расслоенной серии выделяются три зоны (см. рис. 43). В северном

блоке верхняя пачка представлена чередованием лейкократовых оливиновых габбро, лейкотроктолитов и преобладающих анортозитов, т.е. характерны породы с кумулюсным плагиоклазом. Изредка в этой части разреза встречаются мезократовые троктолиты и оливиновые габбро. Переслаивание лейкотроктолитов и анортозитов и совпадающая с ней трахитоидность имеют обычно северо-западное простирание и вертикальные углы падения. Средняя часть разреза сложена мезократовыми оливиновыми габбро с горизонтами лейкократовых оливиновых габбро, троктолитов и маломощных слоев анортозитов. Отмечается тонкая контрастная расслоенность, выражающаяся в чередовании лейко- и меланократовых троктолитов (до 10-15 ритмов в 10 см). Нижняя зона представлена оливиновыми габбро и оливиновыми габброноритами, для которых характерен кумулюсный парагенезис пироксенов, плагиоклаза и оливина. Встречаются горизонты троктолитов и анортозитов.

В южном блоке Номгонского массива, в котором устанавливается концентрически-зональное внутреннее строение, также можно выделить три крупных горизонта мощностью до 500 м. В юго-западной его части отчетливо проявлена макро- и микроритмичность и тонкая расслоенность. Микроритмичность выражается в смене пород с оливин-плагиоклазовым (троктолиты) кумулюсным парагенезисом в основании ритмов оливин-ортопироксен-клинопироксеновым (оливиновые габбро и габбронориты) кумулюсным парагенезисом в средней части. Верхняя часть ритмов представлена троктолитами или оливиновыми габбро с плагиоклазовым кумулюсом. В некоторых случаях отмечаются редуцированные ритмы, завершающиеся оливиновыми габброноритами. Такая же последовательность смежных парагенезисов характерна и для макроритмичности. В нижней части разреза преобладают троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты. В средней - троктолиты, оливиновые габбро и оливиновые габбронориты. Верхняя часть сложена породами с резко проявленным кумулюсным характером плагиоклаза - лейкогаббро и анортозитами. Изредка устанавливаются маломощные горизонты лейкотроктолитов и лейкократовых оливиновых габбро.

Вверх по разрезу лейкократовая пачка сменяется слабо расслоенными мезо- и лейкократовыми оливиновыми габбро, переходящими в горизонтально залегающие мезократовые недифференцированные оливиновые габбро, в которых существенную роль играет позднематматический бурый амфибол, не характерный для пород расслоенной серии. Вероятно, в районе горы Номгон-Обо обнажается верхняя краевая фация дифференцированного габброидного массива. Аналогичные породы установлены в северо-восточной части этого блока. Среди них встречаются ксенолиты и блоки роговиков, пронизанных инъекциями габбро, что подкрепляет предположение о принадлежности этих габбро к верхней краевой фации.

В расслоенной серии северного блока в области перехода между верхней и средней зонами установлен горизонт габброидов, обогащенных сульфидами. Положение горизонта сульфидсодержащих габброидов согласуется с расслоенностью и полосчатостью пород расслоенной серии (см. рис. 43). Он сложен оливиновыми габбро, габброноритами и троктолитами, которые отличаются от габброидов расслоенной серии только повышенными содержаниями сульфидов. Особенности положения рудной зоны, отсутствие гидротермально измененных пород, интерстициальное расположение равномерно распределенных сульфидов и их состав позволяют считать эту минерализацию собственно магматической. Сульфидная вкрапленность в оруденелых габбро представлена борнитом и халькопиритом при р.ском преобладании последнего. Изредка устанавливаются пентландит и пирротин. Из вторичных минералов распространены гидроокислы железа и меди. Рудная зона прослежена по простиранию на 200-250 м при мощности наиболее интенсивной сульфидной вкрапленности до 20-25 м. Рассеянная сульфидная

вкрапленность распространена в верхней части этой зоны до 60 м, постепенно переходя в лишённые сульфидов лейкократовые габброиды расслоенной серии.

Аналогичная зона оруденелых габбро установлена в расслоенной серии южного блока. Она также приурочена к области перехода от средней зоны к верхней (см. рис. 44). Простираение оруденелых габбро согласуется с расслоенностью и полосчатостью в габброидах. Мощность зоны габбро, обогащённых тонкой интерстициональной вкрапленностью халькопирита и борнита, достигает 1-2,5 м. Убогая сульфидная вкрапленность распространена шире – до 10-15 м. По простираению рудная зона прослежена на 100 м, при этом ее мощность не выдержана. Среди габброноритов расслоенной серии северного блока установлена еще одна зона сульфидной минерализации, видимая мощность которой около 10 м при протяженности 40-50 м.

Расслоенная серия массива представляет собой чередование оливиновых габбро, габброноритов, троктолитов, лейкогаббро и анортозитов. Большая часть массива сложена лейко- и мезократовыми разностями. Меланократовые породы (плагиоперидотиты и платовестериты) встречаются редко, и их мощность не превышает 0,1 м. Резко выраженный плагиоклазовый кумулюсный уклон габброидов Номгонского массива отличает их от раннепалеозойских перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовых массивов Западной Монголии, хотя особенности внутреннего строения, характер дифференциации и вещественный состав пород и особенно составы краевых фаций во многом сходны.

Оливиновые габбро и габбронориты широко распространены и встречаются в различных частях расслоенной серии, но преобладают в мезократовых горизонтах. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, клино- и ортопироксен и оливин, количественные соотношения между которыми широко варьируют. Плагиоклаз отвечает по составу незональному битовниту (76-82 % An) и варьирует крайне незначительно (табл. 28). Оливин имеет равную степень идиоморфизма с плагиоклазом. Вокруг него наблюдаются ортопироксеновые каймы. Различие между оливиновыми габбро и габброноритами определяется тем, что в последних ортопироксен участвует в составе кумулюсного парагенезиса, имея равную степень идиоморфизма с плагиоклазом и клинопироксеном. В этих породах в небольшом количестве отмечается позднематматический бурый амфибол. Встречается бледно-зеленый амфибол, развивающийся по клинопироксену. Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом и халькопиритом. Лейкотроктолиты тесно связаны с анортозитами и оливиновыми габбро, с которыми имеют постепенные переходы. Эти породы характеризуются оливин-плагиоклазовым кумулюсным парагенезисом при подчиненном развитии клино- и ортопироксенов. Плагиоклаз представлен незональным битовнитом (79-82 % An, см. табл. 28). Ортопироксен встречается в каймах вокруг оливина (табл. 29).

Анортозиты и лейкократовые габбро широко развиты только в лейкократовых горизонтах. Обычно это крупнозернистые породы, состоящие почти целиком из идиоморфного битовнита (77-82 % An, см. табл. 28). Темноцветные минералы, количество которых не превышает 5 %, представлены клинопироксеном и бурым амфиболом. В анортозитах по сравнению с другими породами расслоенной серии в повышенном количестве (до 2 %) встречается титаномагнетит, что увязывается с возрастанием железистости в верхних частях ритмов, а также в лейкократовых горизонтах. Эти породы характеризуются резким идиоморфизмом оливина. Интеркумулюсный парагенезис представлен клинопироксеном и плагиоклазом, к которым на поздних стадиях кристаллизации добавляется бурый амфибол.

Особенность расслоенной серии Номгонского массива – резкое преобладание лейкократовых габброидов и анортозитов. В то же время в основании наи-

Таблица 28. Состав плагиоклаза в породах Номгонского массива

№ п/п	№ обр.	Порода	Состав плагиоклаза				Среднее, % Ан
			Ng	% Ан	Np	% Ан	
1	И4667	Оливиновый габ- бронорит	1,580	82	1,568	80	80
2	И4676	То же	1,579	79	1,566	75	77
3	И4674	"	1,580	82	1,566	76	78
4	И4677	"	1,578	78	1,567	79	79
5	И4648	Оливин амфиболо- вый габбронорит	1,580	81	1,567	79	80
6	И4678	То же	1,579	79	1,566	76	77
7	И4664	"	1,579	78	1,566	76	76
8	И4662	"	1,580	81	1,567	79	80
9	И46 41	Оливиновое габ- бро	1,576	76	1,567	78	77
10	И4650	То же	1,579	79	1,569	83	82
11	И4649	"	1,577	77	1,567	79	78
12	И4649А	"	1,580	82	1,569	81	82
13	И 4663	"	1,580	82	1,569	81	82
14	И4646	Троктолит	1,579	79	1,568	79	79
15	И4647А	"	1,580	81	1,568	80	80
16	И4656	"	1,580	82	1,569	82	82
17	И4653	"	1,580	82	1,569	81	82
18	И4639	Габбронорит	1,573	69	1,565	73	71
19	И4644	"	1,577	77	1,563	69	75
20	И4651	"	1,579	81	1,561	65	77
21	И4643	Анортозит	1,580	82	1,568	81	82
22	И4654	"	1,577	77	1,567	77	77
23	И4670	Оливиновое габ- бро	1,581	83	1,568	81	82
24	И4668	Анортозит	1,680	82	1,668	81	81

более полных ритмов встречаются породы с ранними выделениями оливина (плагиоперидотиты), что сближает этот массив с интрузиями перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации. Так же, как и для массивов этого формационного типа, для пород расслоенной серии Номгонского массива не характерны биотит и апатит, что указывает на низкое содержание щелочей и фосфора в исходном базитовом расплаве. Кроме того, ограниченным распространением пользуется собственно магматический амфибол. Количество амфибола возрастает в верхних частях ритмов, что связано, очевидно, с накоплением летучих в процессе кристаллизации.

Породы краевой фации в Номгонском массиве представлены габброноритами и амфиболовыми габброноритами. По степени зернистости они меняются от среднезернистых пород с габбровой структурой до мелкозернистых с офитовой структурой. Эти породы по составу отличаются от пород расслоенной серии. В них отсутствует оливин. Он появляется только вблизи контакта с расслоенной серией. Зональный плагиоклаз отвечает по составу лабрадор-битовниту (65-73 % Ан, см. табл. 28). Ортопироксен по количеству уступает клинопироксену, но всегда имеет более идиоморфные формы выделений. В этих породах устанавливается повышенное содержание титаномагнетита и ильменита, что определяется по-

Таблица 29. Частичные анализы оливинов из пород Номгонского массива

№ обр.	NiO	MgO	CaO	FeO	SiO ₂
И4664	0,041	37,37	0,06	24,41	38,01
И4664	0,037	36,06	0,05	24,41	38,13
И4667	0,040	41,36	0,01	19,38	38,79
И4663	0,030	38,04	0,02	23,53	38,22
И4663	0,034	39,24	0,03	21,86	38,59
И4662	0,023	36,75	0,04	24,90	38,03
И4662	0,029	36,10	0,05	25,41	38,01
И4656	0,027	37,83	0,02	24,01	38,06
И4656	0,016	37,14	0,03	24,49	38,09
И4653	0,024	38,11	0,04	23,35	38,28
И4653	0,025	37,82	0,05	23,57	38,27
И5651	0,023	37,11	0,05	24,46	38,11
И4651	0,019	37,15	0,03	24,47	38,09
И4650	0,025	36,30	0,04	25,41	37,94
И4650	0,033	36,76	0,02	24,91	38,02
И4649	0,054	36,44	0,03	25,22	37,97
И4649	0,054	36,05	0,04	25,50	37,97
И4648	0,031	37,16	0,02	24,24	38,21
И4648	0,037	37,07	0,03	24,42	38,14
И4647	0,019	36,51	0,04	24,93	38,10
И4647	0,026	36,46	0,02	25,03	38,08
И4674	0,024	38,86	0,03	22,32	38,51
И4674	0,015	38,74	0,03	22,40	38,52
И4676	0,013	38,83	0,03	21,59	38,89
И4676	0,021	39,38	0,02	21,68	38,63
И4677	0,038	37,86	0,03	23,38	38,36
И4677	0,022	37,73	0,16	23,31	38,39
И4678	0,011	37,62	0,02	24,04	38,14
И4678	0,021	36,96	0,02	24,32	38,25
И4647а	0,054	38,25	0,05	23,02	38,37
И4647а	0,060	38,21	0,04	23,04	38,38

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде "Camebax" ИГиГ СО АН СССР. Оператор О.Н. Майорова. Название пород см. в табл. 28.

вышенной железистостью и титанистостью пород краевой фации (табл. 30), которые также характеризуются повышенным содержанием амфибола.

Петрохимическая выборка пород массива проверена на однородность, в результате чего породы расслоенной серии разделены на три группы: анортозитовую, мафитовую и субультрамафитовую. Эти группы имеют устойчивые разрывы в признаковом пространстве. Преобладают анортозитовая и мафитовая группы пород при подчиненном количестве пород субультрамафитовой группы (рис. 44). Устойчивость разбиения на указанные группы подтверждается применением метода многомерного кластерного анализа по программе КЛАН-3 /Абрамов и др., 1976/. На последнем шаге объединения выделяются четыре кластера, отвечающие анортозитовой, мафитовой, субультрамафитовой группам и породам краевой фации.

Анортозитовая группа, объединяющая мономинеральные анортозиты и лей-

Таблица 30. Химический состав пород Номгонского массива

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.л.	Сумма
1	И4639	42,1	1,53	13,9	9,65	7,33	0,15	7,86	14,48	1,95	0,19	0,04	1,37	99,75
2	И4641	42,4	1,08	22,3	6,42	5,01	0,10	4,62	14,88	1,08	0,18	0,02	1,04	99,14
3	И4643	48,1	0,11	31,4	0,72	0,79	0,02	0,35	15,27	2,0	0,39	0,07	0,77	99,99
4	И4644	41,8	1,53	13,9	9,85	6,97	0,14	7,6	15,66	1,0	0,17	0,03	0,95	99,6
5	И4646	43,2	0,14	23,3	1,93	4,02	0,06	6,63	14,99	0,99	0,13	-	2,72	98,12
6	И4647	44,8	0,14	25,1	2,73	2,77	0,07	6,11	14,49	1,22	0,13	0,04	1,57	99,17
7	И4648	44,3	0,30	19,4	4,24	3,66	0,11	8,73	14,09	0,95	0,14	0,06	2,56	98,54
8	И4649	43,3	0,16	22,3	3,69	4,42	0,09	6,63	13,7	1,08	0,13	0,02	2,78	98,30
9	И4649А	42,3	0,14	23,1	3,97	4,35	0,09	6,11	12,92	1,08	0,13	0,03	3,58	97,8
10	И4650	43,1	0,26	22,2	5,49	3,52	0,09	6,02	14,09	0,95	0,11	0,04	2,88	98,75
11	И4651	42,5	1,54	4,8	10,92	8,98	0,17	13,18	15,66	0,50	0,14	0,04	1,21	99,64
12	И4653	44,6	0,12	25,7	1,91	3,23	0,08	6,63	13,31	1,14	0,13	0,02	1,80	98,67
13	И4654	45,7	0,18	30,8	0,94	1,40	0,03	0,79	16,44	1,69	0,16	0,02	1,51	99,66
14	И4656	44,4	0,27	26,1	2,95	3,56	0,09	5,50	13,70	1,23	0,13	0,03	1,16	99,12
15	И4662	45,9	0,22	18,6	2,23	5,28	0,12	10,04	14,49	1,0	0,19	0,04	1,80	99,91
16	И4663	44,5	0,14	22,4	2,63	4,56	0,11	9,86	12,92	1,08	0,14	0,04	1,53	99,91
17	И4664	46,1	0,2	19,2	1,53	5,1	0,1	10,39	14,49	0,9	0,14	0,04	1,44	99,63
18	И4667	47,5	0,25	14,3	2,15	4,45	0,11	13,44	15,66	0,75	0,12	0,03	1,21	99,67
19	И4668	46,0	0,12	33,5	0,62	0,79	0,02	0,44	15,66	1,38	0,12	0,03	0,77	99,45
20	И4670	47,7	0,27	26,9	1,3	1,8	0,05	2,88	14,53	1,69	0,14	0,05	1,49	98,8
21	И4674	45,6	0,22	16,5	2,45	5,17	0,02	12,66	14,09	0,75	0,18	0,03	1,92	99,59
22	И4676	46,3	0,31	14,4	1,95	4,81	0,12	12,83	15,27	0,8	0,16	0,02	3,14	100,11
23	И4677	47,6	0,35	16,4	2,29	4,42	0,11	11,09	14,09	0,95	0,16	0,04	1,49	98,99
24	И4678	47,1	0,29	20,0	1,79	4,42	0,1	8,73	15,66	1,0	0,14	0,03	1,32	100,58

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Е.В. Кожовкин.

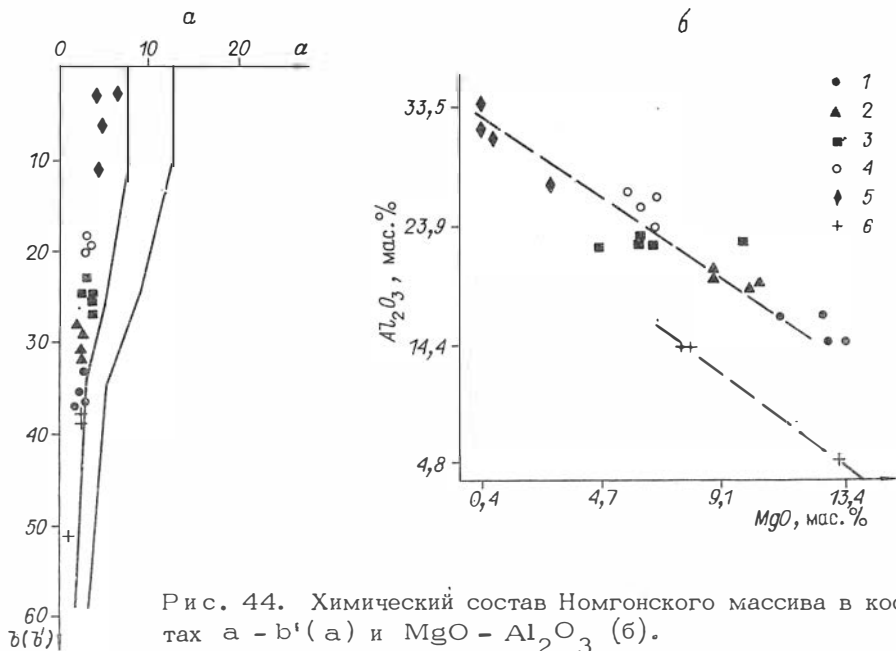


Рис. 44. Химический состав Номгонского массива в координатах $a - b^1$ (а) и $MgO - Al_2O_3$ (б).

1 - меланократовые амфиболовые оливиновые габбро и габбронориты; 2 - меланократовые оливиновые габбронориты и габбро; 3 - мезократовые оливиновые габбро; 4 - лейкократовые оливиновые габбро и троктолиты; 5 - анортозиты; 6 - габбронориты и амфиболовые габбронориты краевой фации.

кократовые габбро, характеризуется высокой глиноземистостью (Al_2O_3 27 %) и низким содержанием MgO (3 %). Мафитовая группа представлена оливиновыми габбро и троктолитами, которые на предпоследнем шаге объединения при кластеризации дают самостоятельные группы. Габброиды расслоенной серии Номгонского массива отвечают низкощелочным, натровым ($n = 84-94$), умеренно глиноземистым, низкотитанистым и низкофосфористым базитам (см. табл. 30). Габброиды массива недосыщены кремнеземом и характеризуются резким преобладанием Na_2O над K_2O . Субультрамафитовая группа представлена меланократовыми габбро и габброноритами, а также амфиболсодержащими оливиновыми габбро верхней краевой фации. Породы краевой фации отличаются от пород расслоенной серии повышенным содержанием TiO_2 , Fe_2O_3 и пониженным SiO_2 и Al_2O_3 (табл. 30, 31).

В целом для всех пород расслоенной серии отчетливо проявлен оливин-плагиоклазовый тренд дифференциации, который в отличие от массивов раннепалеозойской перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации смещен в сторону лейкократовых составов (см. рис. 44). В то же время породы верхней краевой фации, которые могут отвечать недифференцированному родоначальному базитовому расплаву, имеют умеренную глиноземистость (до 16 % Al_2O_3) и высокую магнезиальность (до 12,5 % MgO). Они располагаются в пределах тренда дифференциации пород расслоенной серии. По составу породы верхней краевой фации Номгонского интрузива близки к составам родоначальных распла-

Таблица 31. Средний состав разных типов пород Номгонского массива

Оксид	1(4)	2(5)	3(4)	4(4)	5(4)	6(3)	7(24)
SiO ₂	<u>46,87</u> 1,2	<u>43,1</u> 0,88	<u>44,25</u> 0,7	<u>45,85</u> 1,2	<u>46,75</u> 0,97	<u>42,13</u> 0,3	<u>44,9</u> 2,0
TiO ₂	<u>0,17</u> 0,07	<u>0,36</u> 0,4	<u>0,16</u> 0,7	<u>0,25</u> 0,05	<u>0,28</u> 0,06	<u>1,53</u> 0,01	<u>0,41</u> 0,47
Al ₂ O ₃	<u>30,65</u> 2,8	<u>22,4</u> 0,4	<u>25,05</u> 1,2	<u>19,3</u> 0,6	<u>15,4</u> 1,2	<u>10,87</u> 5,2	<u>21,1</u> 6,5
Fe ₂ O ₃	<u>0,89</u> 0,3	<u>4,37</u> 1,5	<u>2,38</u> 0,5	<u>2,45</u> 1,2	<u>2,2</u> 0,2	<u>10,14</u> 0,7	<u>3,5</u> 2,9
FeO	<u>1,19</u> 0,5	<u>4,44</u> 0,5	<u>3,39</u> 0,5	<u>4,61</u> 0,7	<u>4,71</u> 0,4	<u>7,76</u> 1,1	<u>4,2</u> 1,9
MnO	<u>0,03</u> 0,01	<u>0,09</u> 0,01	<u>0,08</u> 0,01	<u>0,11</u> 0,01	<u>0,09</u> 0,05	<u>0,15</u> 0,01	<u>0,09</u> 0,04
MgO	<u>1,16</u> 1,2	<u>6,65</u> 1,9	<u>6,22</u> 0,5	<u>9,47</u> 0,87	<u>12,50</u> 1,0	<u>9,55</u> 3,2	<u>7,5</u> 3,9
CaO	<u>15,47</u> 0,8	<u>13,70</u> 0,8	<u>14,12</u> 0,8	<u>14,68</u> 0,68	<u>14,78</u> 0,81	<u>15,27</u> 0,7	<u>14,6</u> 0,9
Na ₂ O	<u>1,69</u> 0,3	<u>1,05</u> 0,06	<u>1,14</u> 0,1	<u>0,96</u> 0,05	<u>0,81</u> 0,09	<u>0,88</u> 0,3	<u>1,1</u> 0,3
K ₂ O	<u>0,20</u> 0,12	<u>0,14</u> 0,03	<u>0,13</u> 0,01	<u>0,15</u> 0,03	<u>0,15</u> 0,03	<u>0,17</u> 0,02	<u>0,16</u> 0,06

Примечание. 1 - анортозиты; 2 - оливиновые габбро; 3 - троктолиты; 4 - оливиновые габбронориты; 5 - амфиболсодержащие оливиновые габбронориты верхней краевой фации; 6 - габбронориты боковой краевой фации; 7 - средний состав Номгонского массива.

вов массивов перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации (см. табл. 31). Возможно, в данном случае мы имеем дело с фрагментом верхней части расслоенной серии крупного перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритового массива, нижняя часть которого не вскрыта или уничтожена интрузиями гранитоидов селенгинского комплекса.

Породы расслоенной серии данного массива характеризуются невысокими содержаниями Cu, Ni и Cr, причем значение Ni / Cu варьирует в широких пределах (от 0,01 до 0,8 при среднем 0,11). Содержание меди в породах расслоенной серии не превышает 0,02 % (табл. 32), что типично для оливиновых габброидов перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации. Практически не наблюдается изменение содержания меди в различных дифференциатах, в то время как никель и хром концентрируются в ранних дифференциатах (в суб-ультрамафитах). Породам расслоенной серии присущи невысокие содержания V (168 г/т), что согласуется с низкой титанистостью и, как следствие, небольшим количеством титаномагнетита. Содержания Pb и Zn постоянно низкие (см. табл. 32). Некоторое увеличение содержаний Zn, Pb и V устанавливается в габброноритах краевой фации, что связано с их повышенной железистостью и титанистостью (см. табл. 30). Породы краевой фации характери-

Таблица 32. Содержания элементов-примесей в породах Номгонского массива, г/т

№ п/п	№ обр.	Cu	Ni	Co	Cr	V	Pb	Zn
Габбронориты краевой фации								
1	И4639	764	46	54	272	840	28	104
2	И4641	445	38	31	204	504	56	160
3	И4644	827	46	46	204	952	74	96
Анортозиты								
4	И4643	191	23	8	68	56	28	40
5	И4654	44	15	Не обн.	272	56	28	24
6	И4670	13	23	5	408	56	28	24
7	И4668	45	8	4	408	56	28	24
Оливиновые габбро								
8	И4663	57	116	46	204	56	28	48
Троктолиты								
9	И4653	419	77	31	204	56	28	48
10	И4656	45	62	38	272	168	28	48
Оливиновые габбронориты								
11	И4678	153	54	38	204	168	28	48
12	И4664	45	100	46	544	168	28	56
13	И4662	45	92	38	408	168	28	72
14	И4667	20	108	46	1088	168	28	48
Амфиболсодержащие оливиновые габбронориты верхней краевой фации								
15	И4676	25	69	46	272	112	28	48
16	И4674	318	77	54	204	168	28	48
17	И4677	108	62	38	272	224	28	48
Оруденелые габбронориты								
18	И4646	6999	262	46	272	56	28	40
19	И4647	1654	185	38	204	56	28	32
20	И4648	5536	239	46	340	112	28	64
21	И4649	4500	280	54	460	112	28	48
22	И4649а	5344	254	46	272	56	28	24
23	И4650	3690	208	31	340	112	28	40
24	И4651	1845	116	54	816	896	37	88

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик И.Ю. Иванченко.

зуются также более высоким содержанием Cu при низком значении Cu/Ni отношения (до 0,04). Увеличение содержания меди в краевых частях дифференцированных плутонов установлено нами на примере Баянцаганского интрузива

Таблица 33. Содержания золота и платиноидов в породах Номгонского массива, г/т

№ п/п	№ обр.	Au	Pd	Pt	Ru
1	И4646	0,048	0,57	0,10	0,0017
2	И4647	0,027	0,37	0,034	0,001
3	И4648	0,02	0,46	0,075	0,0032
4	И4649	0,046	0,53	0,070	0,0034
5	И4649а	0,093	0,60	0,12	0,0031
6	И4650	0,060	0,52	0,084	0,0042
7	И4651	0,018	0,22	0,042	Не обн.
8	И4653	0,025	0,04	0,020	0,001
9	И4676	0,007	Не обн.	0,007	Не обн.
10	И4677	0,013	0,019	0,015	"

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в отделе геохимии ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Н.П. Голованова.

перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации в Озерной зоне /Изох, Баярбилэг, 1988/, а также на примере Чинейского анортозит-лейко-габброноритового массива в Забайкалье /Конников, 1979/. Этим, по-видимому следует объяснить постоянно встречающуюся тонкую вкрапленность халькопирита в габброноритах Номгонского массива, иногда достигающую значительных концентраций. В составе расслоенной серии принимают участие породы, обогащенные сульфидами, главным образом халькопиритом и борнитом. Нами установлены две рудные зоны, которые приурочены к области перехода от мезократовых габброидов к лейкократовым (см. рис. 43). В пределах наиболее крупной рудной зоны северного блока различные по составу габброиды обогащены медью (до 0,7 %). Оруденелые габбро характеризуются весьма низким Cu/Ni отношением (до 0,03), что позволяет классифицировать данное рудопроявление как существенно медное. В этом отношении оно близко к медному оруденению, связанному с Чинейским интрузивом.

Оруденелые габброиды характеризуются невысокими содержаниями Co , Ni и, что особенно важно подчеркнуть, Pb и Zn . Последнее обстоятельство свидетельствует о собственно магматической природе рудной минерализации. На это же указывает низкое содержание Mo во всех породах Номгонского массива (<15 г/т).

По предварительным данным в породах главной рудной зоны установлены надфоновые концентрации платины и палладия (до 0,5 г/т) (табл. 33). Содержания этих элементов хорошо коррелируются с содержанием меди и серы, что характерно для минерализации легких платиноидов, связанной с дифференцированными габброидными интрузивами.

Оливины из Номгонского массива обладают низким содержанием никеля, более низким, нежели во всех изученных массивах перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации (см. рис. 42). Это обстоятельство позволяет предполагать раннее отделение сульфидов и перспективность данного массива в отношении сингенетических медно-никелевых руд, которые следует ожидать в нескрытых эрозией придонных частях интрузива.

Клинопироксенит-габбровая формация

Дифференцированные массивы, относящиеся к клинопироксенит-габбровой формации, характеризующейся повышенной щелочностью, железистостью и титанистостью, распространены в Западном Прихубсугулье /Ильин, 1982; Сульдин, Андреев, 1981; Андреев и др., 1982/ и в целом тяготеют к северным районам Монголии, близкой к Сибирской платформе части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Габброиды клинопироксенит-габбровой формации вместе с базитами перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой и габбро-анортозитовой формаций относились исследователями к первой фазе тохтогеншильского (тэлминского) интрузивного раннепалеозойского комплекса /Благоднаров, Федоров, 1970; Геология..., 1973/. В Западном Прихубсугулье, по данным А.В. Ильина /Ильин, 1982/, к клинопироксенит-габбровой формации относится Хошимгольский интрузив, известный своим ильменит-титаномагнетитовым оруденением, и Среднеарсанский клинопироксенитовый массив, расположенный в 50 км южнее Хошимгольского интрузива. Эти массивы приурочены к восточному борту Дархатско-Хубсугульского грабена. В.А. Сульдин и В.В. Андреев в зоне Хубсугульского разлома описывают несколько дифференцированных массивов основных и ультраосновных пород, которые относятся к рассматриваемой ассоциации /Андреев и др., 1982/. Это Наринхорогольский, Ламбиштитский, Хотонгольский и Уулингольский массивы. К этому же типу, вероятно, относится пироксенит-габбровый интрузив в левобережье р. Харпайн-Гол /Благоднаров, Федоров, 1970/.

Нами в Западном Прихубсугулье изучен Хошимгольский клинопироксенит-габбровый интрузив. В результате проведенных исследований в Дархатской котловине выявлено еще несколько массивов дифференцированных габброидов повышенной титанистости и щелочности, сопровождающихся ильменит-титаномагнетитовыми рудопроявлениями; кроме того, здесь изучено небольшое дифференцированное тело габброидов и пироксенитов в верховьях р. Шишхид-Гол к западу от Баянульского массива аляскит-гранитной формации /Гранитоидные, 1975/. Фрагментарные выходы клинопироксенитов и рудных клинопироксенитов с повышенными содержаниями апатита встречены в бассейне р. Бэлтэсийн-Гол вблизи массива тералитов и уртитов, описанного Р.М. Яшиной /Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/. Установлено, что дифференцированные габброиды, входящие в состав Додтамгольского массива и относимые Р.М. Яшиной к габбросиенитовой формации, сопровождаются апатит-ильменит-титаномагнетитовыми рудами и рудными пироксенитами. По вещественному составу эти габброиды аналогичны другим дифференцированным габброидным массивам Западного Прихубсугулья, которые нами предложено объединить в хошимгольский комплекс /Поляков и др., 1987/.

Выявленные в Западном Прихубсугулье массивы габброидов повышенной щелочности, железистости, титанистости и в ряде случаев фосфористости являются непосредственным продолжением провинции титаноносных габброидов, установленной на сопряженной территории СССР. В структурах Восточного Саяна в зоне сочленения Бирюсинской глыбы и Утхумского грабена известны массивы клинопироксенит-габбровой формации, с которыми установлены ильменит-титаномагнетитовые руды: Хаактыгойский и Жомболокский интрузивы /Шабалин, 1977; Ковалевский и др., 1983/. В Забайкалье к этому формационному типу относятся дифференцированные интрузивы моностойского и кручининского комплексов /Богатиков, 1966; Поляков и др., 1981; Балькин, Шабалин, 1984/.

В Дзабханской зоне в верховьях р. Идэрин-Гол выявлен фрагмент дифференцированного габброидного массива, в состав которого входят габбро, пироксениты и рудные пироксениты. Породы характеризуются повышенным содержа-

нием апатита. Этот интрузив, возможно, также может быть отнесен к клинопироксенит-габбровой формации.

Анализ ареалов распространения раннепалеозойских габброидов в Западной Монголии и сопредельных территорий СССР позволяет сделать вывод о существовании крупноплощадной зональности в размещении различных по составу габброидов этого возраста. Ассоциации раннепалеозойских габброидов повышенной щелочности, перспективные в отношении апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд, тяготеют к северной, более близкой к Сибирской платформе части Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. рис. 1), тогда как низкотитанистые и низкофосфористые ультрабазит-базитовые ассоциации (перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовые) шире распространены в южной части пояса, удаленной от Сибирской платформы.

Возраст массивов клинопироксенит-габбровой формации Западного Прихубсугуля является дискуссионным. А.В. Ильин на основании находки гальки габброидов в основании хубсугульской карбонатной серии ($V - \epsilon_1$) относит массивы высокотитанистых габброидов к верхнему рифею /Ильин, 1982/. Он же указывает, что "доломиты этой серии ложатся на размытую закарстованную поверхность габброидных массивов". Однако конкретные описания массивов, гальки и опорных обнажений отсутствуют. Вероятно, отмеченное А.В. Ильиным перекрытие габброидов венд-кембрийскими отложениями относится к Денджургскому массиву боксонского комплекса габбродиабазовой формации /Гордиенко и др., 1978/. Габброиды Хошимгольского интрузива прорывают дислоцированные отложения дархатской серии. По данным В.А. Сульдина и В.В. Андреева, базиты Уулингольского интрузива прорывают фаунистически охарактеризованные карбонатные отложения венда - кембрия и, в свою очередь, прорываются гранитоидами тохтогензийского раннепалеозойского комплекса. Интрузивные соотношения высокотитанистых габброидов с известняками и кварцитами хубсугульской серии ($V - \epsilon_1$) установлены для Хургиннурского массива в верховьях р. Шихид-Гол. При этом Р.М. Яшина /Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/ габброиды и пироксениты Додтамгольского массива относит к первой фазе среднепалеозойского сиенит-габбрового комплекса. В Алтае-Саянской складчатой области и в Забайкалье массивы клинопироксенит-габбровой формации, сопровождающиеся апатит-ильменит-титаномагнетитовым орудением, имеют раннепалеозойский возраст /Гордиенко и др., 1978; Ковалевский и др., 1983/.

Хошимгольский массив находится в восточной части хубсугульского прогиба. Габброиды массива выходят на западный берег оз. Хубсугул в устьевой части р. Увер-Хачим-Гол (рис. 45). Массив изучался Н.Ф. Соловьевым в 1941 г., Н.А. Кудрявцевой и М.С. Зелинским в 1946 г. Размеры интрузива невелики (10-12 км²), причем большая его часть прорвана крупным гранодиорит-гранитным массивом, относящимся к раннепалеозойскому тэлминскому комплексу. Вмещающие массив породы представлены серыми плейчатыми дислоцированными известняками с горизонтами хлоритовых сланцев, алевролитов и песчаников, которые относятся к верхней части дархатской серии верхнерифейского возраста /Ильин, 1982/. Габброиды Хошимгольского массива имеют интрузивные контакты с карбонатными породами в долине р. Увер-Хачим-Гол. Известняки в контакте скарнированы и мраморизованы. Метапелиты превращены в амфиболовые роговики. Эндоконтактовые фации массива представлены крупнозернистыми амфиболовыми габбро и амфиболовыми пироксенитами, которые на удалении от контакта переходят в клинопироксениты. В краевой фации интрузива среди пироксенитов встречаются крупные ксенолиты мраморизованных известняков (см. рис. 45). Южный контакт массива с тонкослоистыми известняками тектонический. Северная часть Хошимгольского массива прорвана многофазным гранитным плутоном, ранняя фаза которого представлена мелко-, среднезернис-

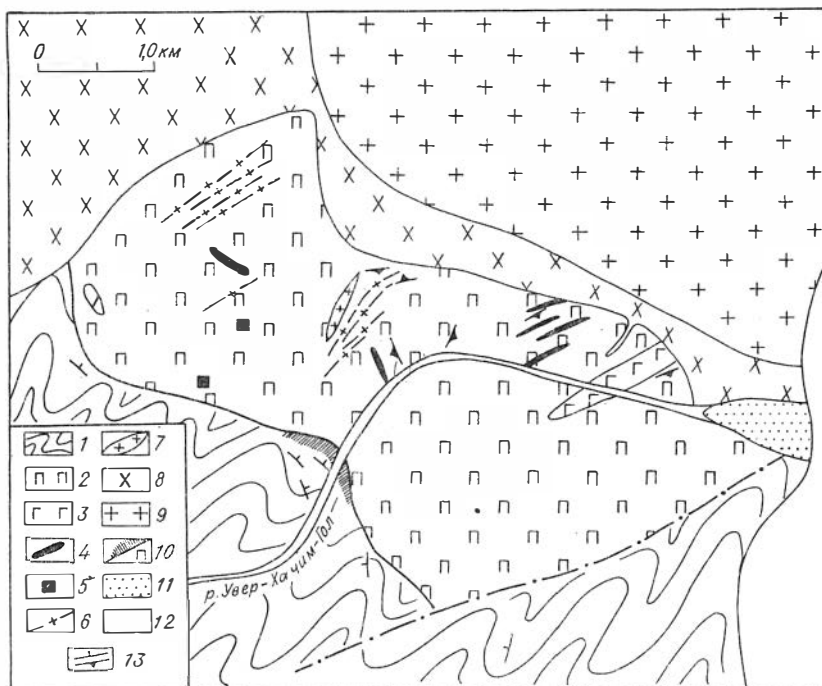


Рис. 45. Схема геологического строения Хошимгольского клинопироксенит-габбрового массива.

1 - известняки, сланцы и песчаники дархатской серии; 2 - клинопироксениты и рудные клинопироксениты; 3 - габбро; 4, 5 - ильменит-титаномагнетитовые руды: 4 - коренные выходы, 5 - дельтовый; 6 - дайки гранитоидов; 7 - мелкие интрузивные тела гранитоидов; 8 - мелко-, среднезернистые биотит-амфиболовые гранодиориты; 9 - порфиридные биотит-амфиболовые граниты; 10 - экзоконтактовые мраморы; 11 - дельтовые отложения; 12 - четвертичные отложения; 13 - элементы залегания.

тыми биотит-амфиболовыми гранодиоритами. Вторая фаза преобладает по объему и представлена однородными порфиридными биотит-амфиболовыми гранитами. Порфиридные выделения сложены ортоклазом, что не характерно для гранитоидов тэлминского комплекса. Дайки и жилы этих гранитоидов встречаются в габброидах. Последние вблизи них ороговикованы и амфиболизированы.

В составе расслоенной серии Хошимгольского дифференцированного массива участвуют габбро, амфиболовые габбро, клинопироксениты и рудные клинопироксениты (косъвиты). Преобладают рудные клинопироксениты, тесно переслаивающиеся с клинопироксенитами. Иногда встречаются горизонты тонкого переслаивания клинопироксенитов, габбро и амфиболовых габбро. Встречаются согласные горизонты, приближающиеся по составу к анортозитам. А.В. Ильин указывает на присутствие в составе Хошимгольского массива косъвитов (рудных оливинсодержащих клинопироксенитов), которые в целом характерны для расслоенных серий массивов клинопироксенит-габбровой формации /Балькин, Шабалин, 1984/.

Среди пироксенитов встречаются зоны и слои сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд, которые в некоторых случаях секут полосчатость, но большей частью согласны с расслоенностью. Мощность отдельных рудных тел варьирует от 1 см до 10-12 м.

Широкое развитие пироксенитов, рудных пироксенитов и сплошных руд в составе расслоенной серии Хошимгольского интрузива, очевидно, связано с глубоким уровнем эрозионного среза. В частности, для хорошо изученного Ангашанского массива, относящегося к клинопироксенит-габбровой формации, устанавливается увеличение частоты встречаемости и мощности горизонтов рудных пироксенитов и руд в основании разреза расслоенной серии /Балькин, Шабалин, 1984/.

Уулингольский массив описали В.А. Сульдин и В.В. Андреев /1981; Андреев и др., 1982/. По их описанию, он располагается в бассейне р. Уулин-Гол, находящейся в 12 км к северу от р. Увер-Хошим-Гол. Не исключено, однако, что эти авторы описывают Хошимгольский интрузив. Уулингольский массив, по их данным, прорывает венд-кембрийские отложения и интродурируется гранитоидами тэлминского комплекса. В строении массива принимают участие амфиболовые габбро, габбро, габбродиориты, оливиновые габбро, пироксениты и перидотиты, а также рудные габбро, казанскиты и косьвиты. В краевых частях преобладают амфиболовые и пироксен-амфиболовые габбро и габбродиориты, характеризующиеся габброофитовой структурой.

С Уулингольским массивом связаны титаномагнетитовые руды, приуроченные к пироксенитам, мелано- и мезократовым габбро. Они образуют шпиры и протяженные линзообразные тела, согласные с расслоенностью, мощность которых достигает 20 м.

Хургиннурский массив располагается в верховьях р. Шишхид-Гол к западу от Баянулинского массива аляскитовой формации /Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/. Он представляет собой небольшое интрузивное тело среди мраморизованных известняков с прослоями кварцитов. В контакте с габброидами в известняках наблюдается зона скарнов, мощность которых достигает 400 м. Среди габброидов встречаются ксенолиты мраморов. Габброиды интрузива вместе с вмещающими толщами пронизаны многочисленными дайками и жильными телами мелкозернистых аплитовидных и крупнозернистых пегматоидных гранитов, которые являются апофизами Баянулинского массива. Под влиянием гранитоидов габброиды амфиболлизировались и гранитизировались, что наряду с плохой обнаженностью затрудняет определение внутреннего строения массива. В его составе установлены трахитоидные и амфиболовые габбро, плагиоклазовые горнблендиты и пироксениты, которые характеризуются повышенными содержаниями ильменита, титаномагнетита и апатита. Эти породы по особенностям петрографического и петрохимического состава сопоставляются с другими породами клинопироксенит-габбровой формации.

Додтамгольский массив изучался Р.М. Яшиной /Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/ и отнесен к габбро-сиенитовой формации. Он находится в правобережье р. Бэлтэсийн-Гол между ее притоками Балбартуин-Хундей-Ома и Дод-Там-Гол. Массив приурочен к пересечению субмеридионального Западно-Хубсугульского разлома и Сумбэрского разлома северо-западного простирания, отделяющего протерозойские кристаллические сланцы от рифейских мраморизованных известняков. Р.М. Яшина установила следующую последовательность формирования пород: первая фаза – оливиновые габбро, титан-авгитовые габбро, пироксениты, ортоклазовые габбро и габбросиениты; вторая фаза – лейкократовые диопсид-амфиболовые сиениты с контактово-реакционными фашиями сиенитодиоритов и монзонитов; третья фаза – эгирин-диопсидовые граниты и граносиениты. По мнению Р.М. Яшиной, массив сформировался до девонских лейкократовых гранитов. В Монголии это единственный массив, в котором габброиды повышенной титанистости и щелочности совмещены с сиенитоидами и гранитоидами повышенной щелочности, поэтому вопрос об отнесении их к единому комплексу следует считать дискуссионным.

Габброиды развиты в южной приконтактной зоне Додтамгольского массива. В них отчетливо проявляется дифференцированность, выражающаяся в пере-слаивании меланократовых габбро и пироксенитов, среди которых встречаются рудные разновидности. В некоторых участках, особенно вблизи контакта, преобладают пироксениты. Мощность их горизонтов достигает 200 м. Расслоенность имеет северо-западное простирание, совпадающее в целом с простиранием выходов габброидов.

В других участках преобладающим типом пород являются лейкократовые габбро с характерной шпирово-полосчатой текстурой, среди которых встречаются согласные горизонты анортозитов, пироксенитов, косьвитов. Между рудных пироксенитов встречаются небольшие согласные линзы апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд. В габброидах в контакте с ксенолитами известняков устанавливается сульфидная минерализация, которая представлена густой вкрапленностью пирротина и пирита. Характерная особенность габбро Додтамгольского массива – повышенное содержание апатита.

По набору пород в расслоенной серии (пироксениты, оливиновые габбро, габбро, рудные пироксениты и апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды) и особенностям их петрографического и петрохимического состава габброиды Додтамгольского массива сопоставляются с другими дифференцированными интрузивами клинопироксенит-габбровой формации Западной Монголии, Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья. В то же время в габброидах Додтамгольского массива значительно шире развит биотит.

В Дзабханской зоне в верховьях р. Идэрин-Гол нами выявлен небольшой фрагмент дифференцированного габброидного интрузива, относящегося к клинопироксенит-габбровой формации. В районе горы Хэсэн-Дзагасу-Ула в левобережье р. Яматуин-Гол среди лейкократовых слабопорфировидных биотитовых гранитов обнажаются сильно амфиболизированные габбро и пироксениты. В габброидах и особенно в пироксенитах наблюдается обильная вкрапленность титаномагнетита вплоть до образования косьвитов. В некоторых габброидах этого интрузива устанавливается повышенное содержание апатита.

В строении массивов хошимгольского комплекса участвуют основные и ультраосновные породы, которые подразделяются на несколько петрографических групп, имеющих разрывы в признаковом пространстве. Среди главных групп пород выделяются мафитовая, субультрамафитовая и рудно-пироксенитовая, к второстепенным относятся анортозитовая и рудная. Набор групп пород и их существенный состав согласуется с моделью фракционирования клинопироксена и титаномагнетита из базитового среднеглиноземистого расплава, характеризующегося повышенной железистостью, титанистостью и щелочностью /Лебедев, 1965/. Рудная группа пород в ассоциации этого типа может возникать в результате ликвации исходного расплава /Балькин, Шабалин, 1984; Кривенко и др., 1985/.

Мафитовая группа пород объединяет габбро, амфиболовые и оливиновые габбро, а также габброиды, содержащие повышенные количества титаномагнетита. Специфичной мафитовой группы рассматриваемой ассоциации является клинопироксеновый уклон. Оливиновые габбро встречаются редко, а в Хошимгольском интрузиве они вообще не были обнаружены. Ортопироксен полностью отсутствует. Широко проявлен бурый амфибол (керсутит), образующий в некоторых типах пород кумулюсный парагенезис. В расслоенной серии Хошимгольского массива наблюдается тонкое чередование габбро, амфиболовых габбро и клинопироксенитов, среди которых встречаются согласные шпирсы, слои и линзы тех же пород, обогащенных рудными компонентами.

Для мафитовой группы пород установлены следующие кумулюсные парагенезисы: клинопироксен-плаггиоклаз, клинопироксен-оливин-плаггиоклаз, клинопи-

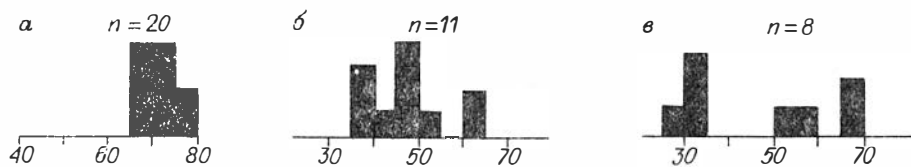


Рис. 46. Частота встречаемости плагиоклазов разной основности в Хошимгольском (а), Додтамгольском (б) и Хургиннурском (в) массивах хошимгольского комплекса.

роксен-амфибол-плагиоклаз, амфибол-плагиоклаз. Оливин кристаллизуется позже клинопироксена. С этим связано отсутствие дунитов и плагиоперидотитов в расслоенных сериях этой ассоциации. Клинопироксен имеет коричневою окраску и представлен субкальциевым авгитом ($Al^{IV} = 98-195$, $f = 18-26$). Он характеризуется повышенным содержанием титана ($TiO_2 = 0,8-1,8\%$), что свойственно пироксенам из габброидов, обладающих повышенной титанистостью /Добрецов и др., 1971; Балыкин, Шабалин, 1984/. По этому признаку клинопироксены из клинопироксенит-габбровой формации Западной Монголии отличаются от пироксенов и других раннепалеозойских габброидных ассоциаций. Авгиты содержат пластинчатые микровключения рудных минералов, возникающие в результате распада высокотемпературных твердых растворов, что характерно для габброидов рассматриваемой ассоциации /Лебедев, 1965/.

Плагиоклаз варьирует по составу в различных массивах хошимгольского комплекса. Глубоко эродированному Хошимгольскому интрузиву свойствен слабозональный лабрадор-битовнит (65-78 % An, рис. 46). Для Хургиннурского и Додтамгольского массивов характерны андезин-лабрадоры (40-66 % An, см. рис. 46). В последнем встречаются олигоклаз-андезины, что связано с воздействием на габброиды интрузий сиенитов и гранитов. Плагиоклаз из габброидов клинопироксенит-габбровой формации имеет более кислый состав по сравнению с плагиоклазами других раннепалеозойских ассоциаций.

Собственно магматический бурый амфибол широко развит в габброидах данного типа. В амфиболовых габбро он образует идиоморфные кристаллы, но чаще наблюдается в виде пойкилокристаллов и кайм вокруг клинопироксена. Биотит встречается не во всех породах и массивах. В Хошимгольском массиве он полностью отсутствует, а в габброидах Додтамгольского интрузива, напротив, развит весьма широко. Биотит образует оторочки вокруг рудного минерала и кристаллизуется всегда после амфибола. Апатит является важным акцессорным, а иногда и породообразующим минералом для базитов хошимгольского комплекса. Содержания его широко варьируют как в одном массиве, так и от интрузива к интрузиву, что отражает, по-видимому, различную насыщенность фосфором исходных расплавов. Минимальные содержания апатита характерны для габброидов Хошимгольского массива, максимальные - для мафитов Додтамгольского и Хургиннурского интрузивов.

Титаномагнетит и ильменит присутствуют в габброидах данного комплекса в повышенных количествах. Различается несколько генераций рудных минералов. Наиболее ранними являются идиоморфные включения титаномагнетита со сложными структурами распада в клинопироксене. Ранняя кристаллизация рудных минералов позволяет предполагать, что, по крайней мере, часть рудных горизонтов может возникать в результате аккумуляции кристаллов титаномагнетита. Для этих руд характерны идиоморфные кристаллы титаномагнетита, которые цементируются клинопироксеном. Эти руды не содержат апатита.

Основная масса рудных минералов кристаллизуется на поздней стадии. Они совместно с апатитом, амфиболом и биотитом образуют поздний парагенезис, дающий сидеронитовые структуры. Иногда позднемагматические выделения рудных минералов совместно с апатитом образуют шпирь и линзы среди дифференцированных габброидов и пироксенитов, а также секущие жильные тела. Образование секущих рудных тел, очевидно, аналогично образованию собственной дайковой фации в расслоенных интрузивах.

Субультрамафитовая группа пород объединяет клинопироксениты, оливиновые и амфиболовые клинопироксениты. Для всех этих пород характерна ранняя кристаллизация пироксена, к которому присоединяются титаномагнетит и оливин. Клинопироксен в пироксенитах имеет низкую железистость ($f = 18-19\%$). Поздний парагенезис представлен бурым амфиболом, титаномагнетитом, плагиоклазом и апатитом. Доля этих минералов незначительная. В глубоко эродированном Хошимгольском интрузиве широко распространены мономинеральные пироксениты, которые тесно ассоциируют с рудными пироксенитами и имеют с ними постепенные переходы.

Рудно-пироксенитовая группа пород объединяет рудные пироксениты и косьвиты, которые характеризуются тем же минеральным составом, что и пироксениты. Их специфика в широком развитии интеркумуляусного титаномагнетита, образующего сидеронитовую структуру. По петрохимическому составу они резко отличаются от безрудных пироксенитов (рис. 47), которые попадают в группу субультрамафитов.

Редко в составе расслоенных серий в виде небольших линз и горизонтов встречаются лейкократовые габбро и анортозиты, в которых кумулузный минерал представлен слабозональным лабрадором. В интерстициях преобладает амфибол, к которому присоединяются титаномагнетит и апатит. Кроме того, в качестве самостоятельной петрографической группы можно выделить ильменит-титаномагнетитовые и апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды, которые наиболее широко проявлены в Хошимгольском массиве. По особенностям соотношений рудных и силикатных минералов можно различать раннемагматические (сегрегационные) руды, в которых титаномагнетит слагает кумулузный парагенезис, и позднемагматические руды, для которых характерна сидеронитовая структура. В позднемагматических рудах отмечается повышенное содержание апатита.

При анализе петрохимических особенностей хошимгольского комплекса выделяются четыре группы пород, разделенных минимумами в признаковом прост-

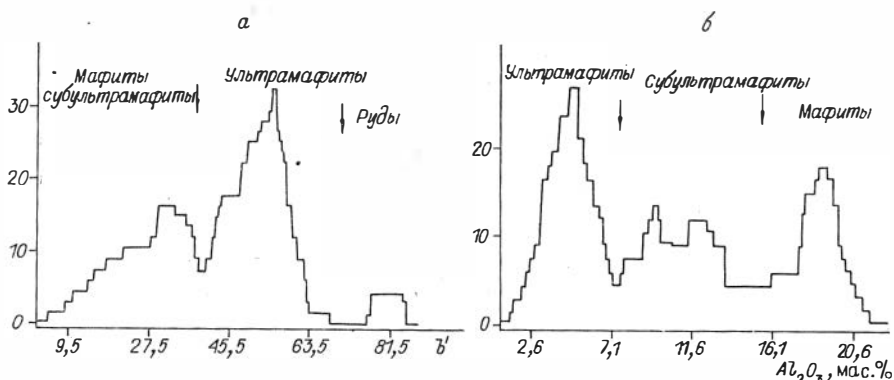


Рис. 47. Распределение пород хошимгольского комплекса по общей меланократовости (а) и глиноземистости (б).

ранстве: мафитовая, субультрамафитовая, рудно-пироксенитовая и железорудная (см. рис. 47). По петрографическим данным можно предполагать наличие анортозитовой группы, которая не попала в петрохимическую выборку. Разбиение на указанные группы пород устойчиво для различных массивов хошимгольского комплекса. Такой набор групп пород вытекает из последовательности смены минеральных котектик при кристаллизации субщелочного базитового расплава повышенной железистости и титанистости (табл. 34, 35, см. рис. 49). Распространенность выделенных групп пород, кроме железорудной, примерно одинаковая. Исключением является Хошимгольский интрузив, в котором резко преобладают рудные пироксениты, что объясняется глубоким уровнем эрозионного среза.

Мафитовая группа пород отделяется от других групп по глиноземистости, характеризуется субщелочным, мезобазитовым (рис. 48), умеренно высокотитанистым, высокоглиноземистым, умеренно железистым, высоконатриевым и высокоанортитовым уклонами. Содержание фосфора сильно варьирует как в одном интрузиве, так и в разных массивах. Мафитовая группа пород хошимгольского комплекса имеет более высокие содержания титана, фосфора, железа и щелочей и более низкие содержания магния и кальция по сравнению с раннепалеозойскими габброидами анортозит-вебстерит-габброноритовой и перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формаций. Есть основания предполагать, что базитовые магмы с повышенным содержанием щелочей, титана и фосфора выплавлялись из субстрата, обогащенного этими компонентами (неистощенная мантия), в то время как низкощелочные меланобазитовые расплавы являются производными субстрата, обедненного некогерентными элементами (истощенная мантия).

Анализ парных коэффициентов корреляции между содержаниями окислов в породах мафитовой группы свидетельствует о наличии сильных положительных связей между $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO}$ и $\text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{P}_2\text{O}_5$ (FeO), которые задаются вариациями количественных соотношений плагиоклаза, клинопироксена и титаномагнетита. Выявленные корреляционные связи характерны для титанистых габброидов других регионов /Балыкин, Шабалин, 1984; Ковалевский и др., 1983/.

Субультрамафитовая группа пород, объединяющая клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты, отделяется от других групп пород по глиноземистости ($15 > \text{Al}_2\text{O}_3 > 7\%$, см. рис. 47). Эта группа характеризуется субщелочным высокотитанистым, весьма высокоглиноземистым, умеренно железистым, умеренно высоконатриевым, среднеанортитовым уклоном. Устанавливаются положительные корреляционные связи между $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (плагиоклаз) и $\text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO}$ (MgO) (титаномагнетит). Отсутствуют корреляционные связи между CaO , MgO и FeO . Для пироксенитов отмечаются широкие вариации содержания фосфора (0-2,5 % P_2O_5).

В рудно-пироксенитовую группу объединены клинопироксениты, обогащенные титаномагнетитом (казанскиты и косьвиты), которые отличаются от субультрамафитовой группы по глиноземистости и общей меланократовости (b'). Эти породы обладают высокой железистостью, которая коррелируется с содержанием титана. Ультрамафитовая группа характеризуется субщелочным, весьма высокотитанистым, умеренно железистым, умеренно высоконатриевым и низкоанортитовым уклонами. Железорудная группа отделяется от других групп по общей меланократовости и железистости.

Результаты моделирования последовательности кристаллизации с использованием программы "Кристаллизация", проведенного для средневзвешенных со-

Таблица 34. Химический состав пород хошимгольского комплекса

№	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.п.	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<u>Хошимгольский массив</u>														
Габбро, амфиболовые габбро														
1	8867	41,30	2,17	18,35	7,66	8,44	0,22	5,75	9,90	2,71	1,15	1,97	0,91	100,53
2	8854	47,33	1,70	18,60	5,36	6,10	0,22	3,75	11,37	3,25	1,00	0,75	0,80	100,23
3	8850	39,50	2,20	18,85	6,77	9,34	0,26	5,92	12,50	1,96	0,63	1,46	1,07	100,46
4	8865	48,50	1,67	18,94	5,02	5,93	0,22	3,75	10,30	3,63	1,15	0,67	0,80	100,58
5	8855	48,30	1,64	19,00	5,13	5,90	0,21	3,92	10,10	3,63	1,20	0,69	0,80	100,52
6	И3211	44,23	1,68	19,20	6,24	6,46	0,23	5,17	12,67	2,63	0,39	0,81	0,71	100,42
7	И3214	43,44	1,80	19,60	6,74	6,20	0,23	5,25	11,80	2,63	0,39	0,98	0,75	99,81
Клинопироксениты														
8	И3215	38,30	3,32	8,93	10,94	9,65	0,19	12,26	13,68	1,24	0,48	0,99	He обн.	99,98
9	8847	36,49	3,88	9,10	13,41	10,49	0,26	10,00	11,98	1,42	0,62	0,50	0,05	98,20
10	И3220	38,30	3,36	9,60	10,60	10,10	0,24	11,90	11,90	1,62	0,54	1,56	He обн.	99,72
11	8862	36,43	3,59	10,00	12,38	11,70	0,22	10,40	11,15	1,63	0,63	1,51	0,15	99,79
12	8870	38,00	2,74	10,24	11,90	10,00	0,23	9,07	14,90	1,07	0,50	1,53	0,40	100,58
13	И3209	37,27	3,48	10,50	11,14	10,38	0,22	11,76	11,66	1,67	0,61	1,35	He обн.	100,04
Рудные клинопироксениты														
14	8846	35,43	3,53	4,00	18,81	10,87	0,19	9,92	14,85	0,31	0,25	1,46	He обн.	99,62
15	И3216	36,60	2,92	4,19	16,23	11,31	0,22	11,60	15,48	0,35	0,15	0,69	"	99,74
16	И3226	31,80	4,27	4,28	21,10	13,20	0,24	10,60	13,40	0,28	0,15	0,92	"	100,24
17	8868	39,20	2,58	4,33	14,20	10,60	0,24	10,80	16,70	0,44	0,28	1,03	0,05	100,45
18	И3231	38,45	2,81	4,35	14,00	10,30	0,23	11,80	15,50	0,34	0,15	1,04	He обн.	98,97
19	И3230	38,20	2,96	4,60	14,70	10,30	0,23	11,40	16,80	0,33	0,10	0,77	"	100,39
20	И3228	35,24	3,49	4,65	16,50	12,40	0,24	10,80	14,80	0,39	0,15	0,75	"	99,41
21	И3213	32,19	3,87	4,87	21,00	13,20	0,26	10,50	13,50	0,29	0,15	0,88	"	100,66
22	8844	38,66	2,84	5,08	14,34	9,34	0,20	9,92	16,70	0,45	0,25	1,90	"	99,68

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
23	8848	38,73	2,87	5,29	14,04	9,70	0,22	9,84	17,05	0,51	0,25	1,07	He обн.	99,57
24	И3210	39,00	3,00	5,55	13,00	10,30	0,22	11,43	16,60	0,59	0,20	0,86	"	100,75
25	И3217	35,00	3,38	5,90	17,15	12,00	0,28	10,40	13,90	0,60	0,50	1,34	"	100,45
26	И3218	35,50	3,63	7,07	15,40	11,80	0,27	10,70	13,70	0,89	0,35	1,17	"	100,48
27	8851	30,99	4,48	5,20	22,48	13,65	0,28	11,36	10,60	0,50	0,25	He обн.	0,05	99,84
28	8849	23,18	5,82	5,30	29,69	17,47	0,29	8,32	8,87	0,44	0,25	"	0,02	99,65
29	8865	33,85	3,30	7,01	14,43	10,05	0,20	10,58	16,23	1,25	0,46	0,06	2,56	99,98
Ильменит-титаномангнетитовые руды														
30	8861	4,18	8,83	4,30	48,70	28,85	0,33	4,11	0,64	0,20	0,25	He обн.	0,03	100,42
31	8864	4,11	8,66	4,81	49,21	27,87	0,37	3,74	0,43	0,31	0,29	"	0,07	99,87
32	И3227	2,72	8,63	5,80	49,50	26,90	0,33	3,92	0,89	0,12	0,50	0,80	He обн.	100,11
Амфиболовые диориты (дайки)														
33	8853	52,50	1,29	18,90	4,02	5,20	0,21	3,08	8,50	3,75	1,60	0,91	0,70	100,66
34	8866	53,00	1,07	20,20	3,54	4,40	0,17	2,25	6,30	5,36	1,80	2,02	0,45	100,56
35	8869	47,20	1,42	20,60	5,98	5,90	0,22	2,58	9,60	3,94	1,00	1,60	0,65	100,69
Уулингольский массив														
Габбро														
36	10	38,34	1,86	17,18	8,82	7,36	0,20	5,68	15,74	1,14	0,50	2,41	0,26	99,49
37	7-1	49,92	1,30	18,68	4,81	4,90	0,23	2,93	9,32	3,10	1,14	2,31	0,46	99,10
38	73-3	43,98	1,60	18,70	6,80	7,73	0,24	3,56	10,69	3,50	0,80	1,22	0,56	99,38
39	1M	36,92	2,03	19,78	8,33	6,80	0,16	4,98	15,38	1,77	0,66	1,02	1,48	99,31
Клинопироксениты														
40	78-2	35,72	3,10	8,92	12,60	10,90	0,20	12,12	11,44	1,72	0,80	1,48	0,07	99,07
41	15-4	45,52	1,73	11,96	6,91	8,51	0,26	6,27	11,92	2,67	1,00	1,74	0,65	99,14
42	2M	35,80	3,05	12,56	9,83	10,77	0,20	9,97	11,44	2,35	1,42	1,46	0,15	99,00
43	18	33,76	2,70	12,62	10,95	10,93	0,24	7,37	14,62	2,11	0,66	2,03	1,41	99,40
44	73-4	39,76	2,45	14,04	7,45	9,32	0,23	8,64	11,68	2,40	1,11	2,08	0,26	99,42
45	14	47,80	1,75	15,46	6,60	6,81	0,14	3,33	9,64	4,35	1,39	1,31	0,51	99,09

Рудные клинопироксениты

46	17	36,86	2,85	3,53	15,07	11,67	0,24	10,82	15,89	0,66	0,40	1,31	0,05	99,35
47	14-1	31,86	3,86	5,75	21,25	12,26	0,19	9,31	12,95	0,50	0,00	1,49	0,06	99,48
48	9	35,00	3,02	6,03	16,49	11,24	0,23	10,60	14,38	0,73	0,30	1,38	0,04	99,44
49	1-6	36,82	2,80	6,20	13,69	11,52	0,26	8,72	14,98	1,29	0,55	2,60	0,10	99,53

Хургинурский массив

Рудные габбро

50	И3240	37,60	3,63	12,40	7,00	10,30	0,21	5,60	16,40	1,57	0,53	1,98	2,53	99,75
51	И3241	36,50	4,12	11,60	11,30	11,00	0,20	6,40	13,70	1,57	0,45	1,58	1,36	99,78
52	И3242	37,66	4,48	9,96	10,48	10,70	0,23	6,60	15,90	1,00	0,29	1,64	0,61	99,55

Долдамгольский массив

Меланократовое оливиновое габбро

53	И3276	44,78	1,38	7,34	3,44	7,45	0,13	14,68	15,89	0,79	0,25	3,42	0,15	99,70
----	-------	-------	------	------	------	------	------	-------	-------	------	------	------	------	-------

Оливиносодержащие габбро

54	1Я	44,72	1,98	8,80	5,29	6,24	0,17	7,21	20,07	1,95	0,50	0,92	1,62	99,47
55	И3251	43,55	4,80	11,10	6,05	11,15	0,32	5,42	9,20	2,84	1,58	0,91	2,21	99,13

Габбро

56	2Я	48,00	1,70	11,90	4,65	5,42	0,16	7,74	15,42	2,57	1,06	1,21	0,25	100,08
57	И3249	46,75	1,56	12,50	2,01	5,30	0,13	7,42	16,60	2,00	0,61	4,10	0,23	99,21
58	И3273	47,20	1,83	13,14	2,83	5,32	0,14	7,23	16,90	1,96	0,81	2,03	0,30	99,69
59	И3288	46,53	1,95	14,25	4,17	7,36	0,13	6,09	14,62	2,19	0,56	2,11	0,15	100,11
60	И3285	46,46	0,97	16,23	2,20	6,55	0,14	7,84	12,41	2,24	0,75	3,48	0,25	99,52

Оливиновые рудные клинопироксениты

61	И3253	27,00	9,10	2,63	12,50	18,90	0,56	9,80	13,40	0,34	0,15	1,26	4,40	100,04
62	И3252	27,55	8,79	2,75	13,20	18,70	0,52	9,30	13,20	0,34	0,15	0,73	4,07	99,30
63	И3267	35,10	7,50	3,33	11,43	14,19	0,48	7,24	16,78	0,57	0,25	1,20	2,35	100,42
64	И3254	29,80	7,90	3,70	13,60	14,90	0,37	8,40	16,15	0,43	0,15	1,50	2,90	99,90

Примечание. Анализы 1-35, 50-53, 55-64 выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Л.С. Зорькина. Анализы 36-49 по В.С. Сульдину, В.В. Андрееву /1981/, 54, 56 - по Р.М. Ялиной /Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/.

Таблица 35. Средние химические составы породных групп хошимгольского клинопроксенит-габбрового комплекса Северной Монголии

№ асс.	Число анал.-зав.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1а	11.	47,4 4,5	1,6 0,4	19,3 0,8	11,4 2,5	0,21 0,02	4,1 1,3	10,2 2,0	3,53 1,05	1,00 0,45	0,75 0,16	9,7 2,8	23,3 5,8	84,4 4,9	-11,8 5,5	61,4 4,0
16	5	38,2 0,8	3,34 0,34	10,0 0,6	20,9 1,4	0,22 0,01	11,2 1,4	12,8 1,6	1,46 0,28	0,55 0,06	0,11 0,03	3,8 0,7	47,6 0,8	79,7 2,0	-24,0 1,8	51,2 4,2
1в	17	36,8 2,6	3,27 0,49	5,0 0,9	26,0 3,5	0,23 0,02	10,9 0,6	15,5 1,4	0,44 0,17	0,22 0,10	0,0 0,01	1,2 0,5	55,0 2,2	75,2 5,8	-22,3 3,9	57,1 3,8
2а	5	44,5 6,0	1,74 0,27	18,4 1,7	13,4 2,4	0,19 0,04	4,2 1,2	12,4 3,2	2,83 1,33	0,92 0,37	0,66 0,48	7,9 3,4	28,2 7,1	81,6 3,5	-15,3 8,9	64,5 3,8
26	4	39,7 5,3	2,54 0,57	13,1 0,9	18,3 2,9	0,23 0,02	8,3 1,6	12,7 1,5	2,44 0,23	1,07 0,32	0,63 0,58	6,8 0,7	41,2 5,2	77,8 4,9	-25,6 9,7	55,4 4,6
2в	5	36,7 2,2	3,19 0,43	6,2 2,0	26,3 3,5	0,22 0,03	10,6 1,4	14,3 1,8	1,00 0,52	0,42 0,30	0,06 0,02	2,6 1,5	53,9 2,9	81,0 11,0	-26,1 2,7	58,3 5,4
3а	3	54,5 5,6	1,23 0,72	17,2 1,0	6,9 2,4	0,11 0,02	4,0 3,6	7,5 4,7	4,17 1,71	3,46 2,51	0,53 0,37	14,3 6,9	18,1 10,5	68,4 14,0	-6,6 3,6	54,8 14,0
36	7	47,1 1,8	2,22 1,19	11,6 2,5	10,8 3,1	0,17 0,06	8,2 3,2	15,9 3,4	2,09 0,65	0,78 0,44	0,71 0,86	5,5 2,1	36,8 5,3	81,1 4,5	-9,8 2,3	43,2 11,4
3в	4	30,2 3,7	8,43 0,76	3,1 0,5	28,5 2,9	0,48 0,08	8,9 1,2	15,1 1,9	0,42 0,10	0,17 0,04	3,47 0,98	1,2 0,3	57,2 3,3	78,5 1,9	-23,5 5,3	64,5 0,9
46	3	38,0 0,7	4,16 0,43	11,6 1,3	19,7 2,4	0,21 0,01	6,3 0,5	15,7 1,5	1,40 0,33	0,43 0,12	1,53 0,99	3,8 1,0	43,1 1,9	83,3 1,3	-19,1 2,5	63,5 1,3
1-4а	18	47,4 5,6	1,63 0,40	18,6 1,3	11,4 3,1	0,19 0,04	4,2 1,6	10,6 3,0	3,34 1,17	1,34 1,34	0,70 0,30	9,7 4,0	24,3 7,0	81,1 8,7	-12,1 6,7	60,9 6,9
1-46	19	41,3 4,9	2,98 0,98	11,6 1,8	17,1 5,1	0,21 0,04	8,6 2,4	14,1 2,7	1,94 0,53	0,76 0,35	0,66 0,79	5,2 1,6	41,8 6,0	80,0 3,9	-19,3 8,5	52,2 8,7
1-4в	22	35,9 4,3	4,11 2,17	4,9 1,3	26,0 4,7	0,27 0,11	10,5 1,5	15,3 1,4	0,52 0,25	0,23 0,13	0,65 1,41	1,4 0,7	55,1 2,5	77,4 7,1	-22,6 4,6	57,7 7,8
1-4г	2	4,1	8,7	4,6	72,5	0,35	3,9	0,5	0,25	0,27	0,5					

Примечание. Массивы: 1 - Хошимгольский, 2 - Уулингольский, 3 - Долтамгольский, 4 - Хургинурский. Породные группы: а - мафиты, б - субультрамафиты, в - рудные проксениты, г - руды.

Рис. 48. Химический состав пород клинопироксенит-габбровой формации в координатах а-б'.

Массивы: 1 - Хошимгольский; 2 - Уулингольский; 3 - Додтамгольский; 4 - Хургиннурский.

ставов Хошимгольского и Додтамгольского интрузивов, показаны на рис. 49. В обоих случаях первым кристаллизуется титаномагнетит ($T^{\circ}C = 1225-1300$, объем - 2-8 %). Ранней кристаллизацией рудных минералов можно объяснить образование некоторых типов титаномагнетитовых руд, для которых устанавливаются аккумуляционные структуры. Оливин является следующей кумулюсной фазой, однако его количество крайне незначительно (до 4 %). При модельной раскristаллизации средневзвешенного состава Додтамгольского интрузива оливин не проявляется (см. рис. 49), хотя реально в составе расслоенной серии оливин-содержащие габброиды широко распространены.

На следующем этапе кристаллизуются клинопироксен и магнетит, совместная аккумуляция которых приводит к образованию пироксенитов и рудных пироксенитов. На более поздних стадиях кристаллизуется кумулюсный парагенезис, отвечающий габбро (см. рис. 49). В заключительную стадию происходит кристаллизация нефелина и лейцита, что в принципе может объяснять устанавливаемую в некоторых случаях ассоциацию нефелинсодержащих пироксеновых сиенитов с титанистыми габброидами повышенной щелочности /Богатилов, 1966; Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/. Однако объемы нефелинсодержащих пород, возникающих при полном фракционировании исходного расплава для массивов рассматриваемого типа, крайне незначительны. В то же время в Додтамгольском массиве сиениты прорывают более ранние габброиды и преобладают по объему.

Моделирование последовательности кристаллизации для хошимгольского комплекса объясняет не только выделение дискретных групп пород, возникающих при полном фракционировании базитового расплава повышенной щелочности, титанистости и железистости, но и особенности их минералогического состава: преобладание габбро, неширокое развитие оливиновых разностей габброидов, полное отсутствие ортопироксена, значительная зональность плагиоклаза, который отвечает по составу лабрадор-битовниту, широкий температурный интервал кристаллизации рудных минералов и др.

Геохимическая характеристика хошимгольского комплекса основывается на анализах Cu, Ni, Co, Cr и V в породах и рудах, выполненных атомно-абсорбционным методом (табл. 36).

Распределение элементов-примесей не противоречит мнению об образовании

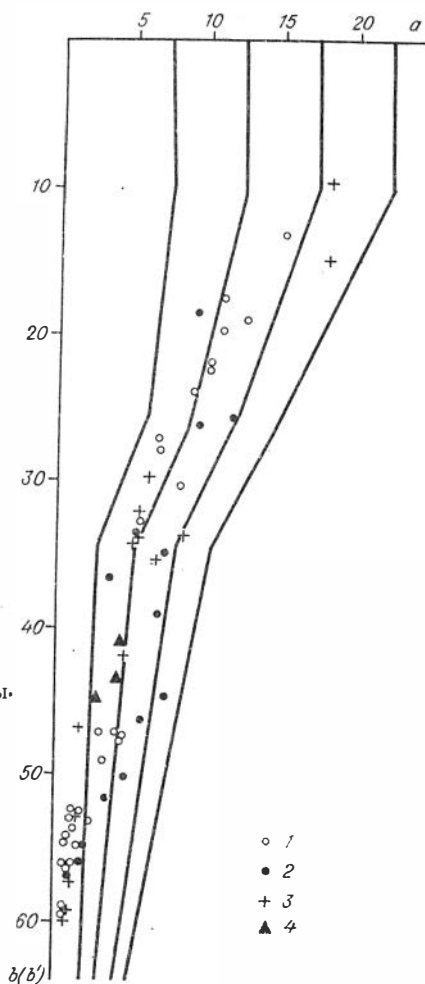


Таблица 36. Содержание элементов-примесей в породах хошимгольского комплекса, г/т

№ п/п	№ обр.	Cu	Ni	Co	Cr	V
1	2	3	4	5	6	7
<u>Хошимгольский массив</u>						
Габбро, амфиболовые габбро						
1	8854	40	30	190	150	40
2	8850	160	30	250	170	60
3	8865	50	30	200	160	30
4	8855	70	30	130	260	30
5	И3211	80	30	190	110	40
6	И3214	30	30	210	130	30
Клинопироксениты						
7	И3215	70	50	280	220	160
8	И3220	60	30	290	160	140
9	8862	50	30	290	290	140
10	8870	30	30	280	250	120
11	И3209	150	30	290	150	150
Рудные клинопироксениты						
12	8846	20	30	340	160	210
13	И3216	520	90	340	200	210
14	И3226	220	80	370	440	280
15	8868	10	30	280	330	150
16	И3231	2174	30	290	190	200
17	И3230	400	80	300	300	180
18	И3228	40	130	340	520	240
19	И3213	30	90	380	460	260
20	8844	20	30	290	170	160
21	8848	100	30	290	350	170
22	И3210	20	30	290	140	180
23	И3217	160	30	360	190	220
24	И3218	60	30	340	180	230
25	8847	56	20	70	24	660
26	8851	42	44	85	20	1056
27	8849	28	47	105	24	1333
28	8865	235	17	50	12	515
Ильменит-титаномагнетитовые руды						
29	8861	14	176	136	72	1900
30	8864	14	214	150	38	1867
31	И3227	130	130	750	650	500
Дiorиты						
32	8853	10	30	160	110	40
33	8866	60	30	140	350	30
34	8869	50	30	160	220	30

1	2	3	4	5	6	7
<u>Хургиннурский массив</u>						
Меланократовые габбро						
35	И3242	100	50	300	180	170
36	И3241	90	30	290	170	170
37	И3240	70	30	250	160	130
<u>Додтамгольский массив</u>						
Пироксениты						
38	И3276	170	30	230	140	30
39	И3251	10	80	210	30	190
40	И3249	10	90	150	600	50
41	И3273	20	30	180	360	30
Габбро						
42	И3288	40	30	190	250	30
43	И3285	10	30	170	1025	30
Рудные пироксениты						
44	И3253	10	30	290	200	70
45	И3252	10	30	250	270	80
46	И3267	20	30	240	200	40
47	И3254	10	30	260	260	110

Примечание. Анализы выполнены методом атомной абсорбции в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик В.И. Симонова.

расслоенной серии хошимгольского комплекса в результате фракционирования клинопироксена и титаномагнетита из высокожелезистого базитового расплава. Базиты данной ассоциации характеризуются низкими содержаниями Ni и Cr и повышенными концентрациями Ti, P и щелочей, что может быть увязано с низкой степенью плавления неистощенного мантийного субстрата.

Пироксениты, которые являются ранними дифференциатами, обогащены хромом и никелем, а также титаном и ванадием. Обогащение титаном и ванадием меланократовых пород – типоморфная особенность клинопироксенит-габбровой ассоциации /Геохимия..., 1985/. В рудных пироксенитах Додтамгольского массива содержание титана достигает 7–9 %, а в Хошимгольском – 3–4 % (см. табл. 34), что связано с разной титанистостью исходного расплава. Высокая титанистость расплава определяет повышенные содержания этого элемента в клинопироксене (до 2 % TiO_2), что обуславливает повышенную титанистость клинопироксенитов даже при отсутствии рудных минералов. С увеличением доли титаномагнетита – главного минерала-концентратора ванадия /Геохимия..., 1985/– в клинопироксенитах возрастает содержание последнего (см. табл. 36). Этим определяется высокое содержание V в аккумулятивных ильменит-титаномагнетитовых рудах (до 1900 г/т). Жильные ильменит-титаномагнетитовые руды содержат меньше ванадия (до 500 г/т) при повышенных количествах Cu и Co (см. табл. 36, обр. И3227).

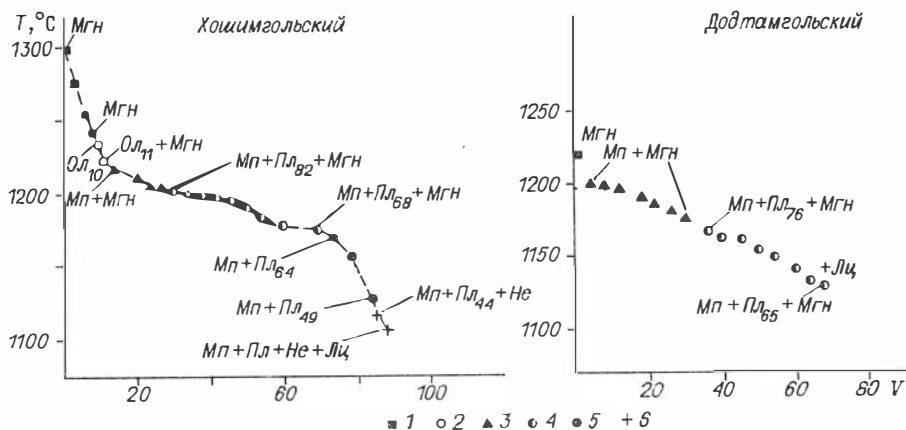


Рис. 49. Последовательность кристаллизации минералов в массивах клинопироксенит-габбровой формации, рассчитанная по программе "Кристаллизация".

1 - магнетит; 2 - оливин-магнетит; 3 - клинопироксен-магнетит; 4 - клинопироксен-плаггиоклаз-магнетит; 5 - клинопироксен-плаггиоклаз; 6 - клинопироксен-плаггиоклаз ± магнетит ± нефелин ± лейцит. Цифрами обозначены железистость оливина и основность плаггиоклаза. V - объем твердой фазы.

Породы хошимгольского комплекса имеют невысокие содержания Cu и Ni. Незначительное повышение содержания меди установлено в некоторых рудных клинопироксенитах Хошимгольского интрузива. Никель имеет положительные корреляции с кобальтом и хромом, а не с медью, так как в условиях высокого химического потенциала кислорода и низкого - серы никель входит в титаномagnetит, который является минералом-концентратором кобальта в базитах рассматриваемого типа /Геохимия..., 1985/. Значение отношения Ni /Co слабо варьирует в базитах расслоенной серии хошимгольского комплекса (0,12-0,18) и возрастает в рудах (до 0,5, см. табл. 36).

Габбро-монцодиоритовая формация

Интрузивы габбро-монцодиоритовой формации, относящиеся к субщелочным калинатровым лейкобазитовым плутоническим ассоциациям, известны во многих складчатых областях, где они предшествуют различным гранитоидам /Кривенко и др., 1979/. Данная ассоциация аналогична габбро-монцонит-сиенитовой формации, охарактеризованной Ю.А. Кузнецовым /1964/, отличаясь от нее отсутствием пород щелочно-салической группы. В Западной Монголии габброиды этого формационного типа рассматриваются в качестве ранних фаз габбро-монцонит-банатитовой ассоциации, формирующейся на завершающих стадиях замыкания геосинклиналей /Павленко и др., 1974/. Образование этой габбро-гранитной серии происходило после становления габбро-диорит-плаггиогранитной ассоциации. А.С. Павленко к каледонской габбромонцонит-банатитовой формации относит интрузии Чаган-Шибетинской зоны, некоторые трещинные тела в Баянхонгорской зоне, а также некоторые массивы хр. Хан-Хухэй и котловины Больших Озер, которые включены в тохтогеншильский комплекс /Павленко и др., 1974/. Геологи Дзабханской геолого-съёмочной партии (А.В. Кравцев, А.Б. Цукерник) в Озерной зоне впервые выделили позднеордовикские многофазные интрузивы,

Таблица 37. Результаты определения абсолютного возраста Бэгэрского интрузива габбро-монцодиоритовой формации Западной Монголии (по биотиту)

№ п/п	№ обр.	Порода	Содержание			Возраст, млн лет
			K, %	Радио-генного аргона, нг	$\frac{Ar^{40}_{рад}}{Ar^{40}_{общ}}$, %	
1	И3556	Монцодиорит	7,63±0,07	291±5	70,77	480±15
2	И9302	"	6,38±0,07	278±4	76,78	540±15
3	И3560	Габбро	7,22±0,06	312±5	63,70	535±15

Примечание. Результаты получены в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР М.М. Аракелянц. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на аргоновой установке конструкции ИГЕМ и модернизированном масс-спектрометре МИ-1301 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона Ar^{38} . Калий определялся методом пламенной спектрофотометрии. Расчет возраста проводился по следующим константам: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}K = 0,01167 \text{ (ат.\%)}$.

которые прорывают рифейские, венд-нижнекембрийские и нижнекембрийские толщи, а также массивы тохтогеншильского комплекса. В первой фазе этого комплекса описываются диориты, кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты, содержащие плагиоклаз высокой основности (70 % An) в парагенезисе с пироксеном, амфиболом, биотитом, кварцем и калиевым полевым шпатом.

Некоторые особенности состава, в частности высокие содержания стронция и бария в габброидах и монцодиоритах, позволяют относить габбро-монцодиоритовую ассоциацию к латитовой серии, которая рассматривается как результат дифференциации щелочно-базальтовой магмы, контаминированной коровым материалом /Таусон, 1977/. Лейкобазиты данной ассоциации встречаются совместно с кварцевыми монцодиоритами, плагиосиенитами, адамелитами и гранитами, образуя непрерывную габбро-гранитную калинатровую серию /Изох, 1978/. В то же время для большинства габбро-гранитных серий между лейкобазитами и гранитоидами устанавливается дискретность состава, позволяющая подразделить ее на два комплекса: лейкобазитовый (габбро-монцодиоритовый) и гранитоидный (гранодиорит-, граносиенит-гранитный). Раннепалеозойская габбро-монцодиоритовая ассоциация рассмотрена на примере Бэгэрского и Харанурского интрузивов.

Бэгэрский массив, расположенный к югу от сомона Бэгэр, приурочен к юго-восточному выклиниванию Озерной зоны (см. рис. 1). Это крупный (более 100 км²) сложно построенный многофазный плутон, прорывающий известняки, известковистые песчаники, гравелиты с силлами габбродиабазов и диабазов. На региональных схемах и картах эти толщи отнесены к раннему палеозою. По данным А.Б. Цукерника, в известняках установлены онколиты. На контакте монцодиоритов с вмещающими породами возникают гранатовые, везувиан-гранатовые скарны с халькопиритовой минерализацией. Результаты определения абсолютного возраста K/Ar методом по биотиту из габброидов и монцодиоритов Бэгэрского массива позволяют относить его к каледонскому тектономагматическому циклу (480-540 млн лет, табл. 37).

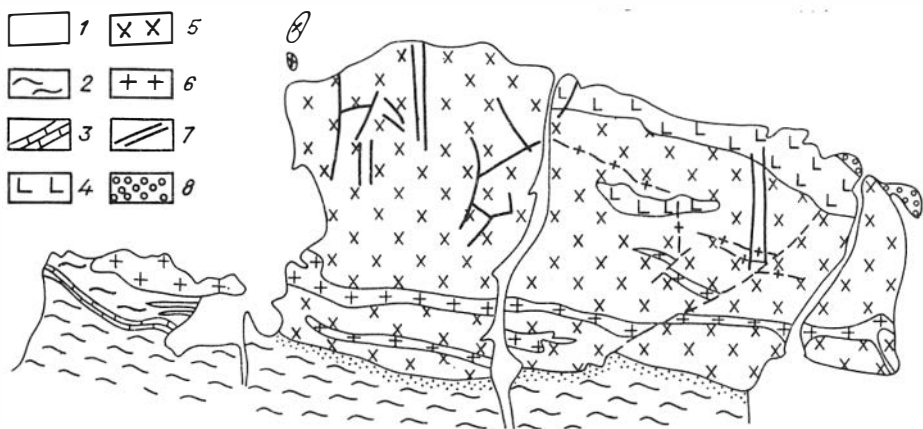


Рис. 50. Схема геологического строения Бэгэрского габбро-монцодиоритового массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - раннепалеозойские известняки, песчаники, гравелиты с силлами габбродиабазов и диабазов; 3 - прослой и горизонты известняков; 4 - габброиды; 5 - монцодиориты и кварцевые диориты и монцодиориты (не расчлененные); 6 - граносиениты и граниты; 7 - дайки амфиболовых лампрофиров и диабазов; 8 - палеогеновые отложения.

Для Бэгэрского интрузива установлена следующая последовательность: 1-оливиновые габбро, габбро и габбронориты; 2 - двупироксеновые диориты и монцодиориты; 3 - кварцевые диориты; 4 - гранодиориты, граносиениты и граниты (нерасчлененные); 5 - гранит-аплиты; 6 - дайки амфиболовых лампрофиров (спессартитов); 7 - дайки габбродиабазов. Оливиновые габбро и габбронориты встречаются в ксенолитах, в монцодиоритах Битуутского участка, который является западным фрагментом Бэгэрского плутона. Габброиды ранней фазы образуют крупный ксеноблок среди средне-, мелкозернистых двупироксеновых монцодиоритов. В габброидах устанавливаются элементы дифференцированности. Здесь же среди двупироксеновых диоритов встречаются многочисленные ксенолиты в различной степени переработанных и амфиболизированных габбро. В собственно Бэгэрском массиве оливиновых габбро не встречено. В северной его части встречаются многочисленные останцы сильно амфиболизированных габбро, превращенных в апогаббровые диориты и горнблендиты (рис. 50).

Двупироксеновые диориты и монцодиориты слагают главный объем интрузива. Они однородны по составу и текстурно-структурным особенностям. Устанавливаются только слабые вариации по меланократовости. Кварцевые диориты имеют интрузивные соотношения с монцодиоритами, однако близость их состава и структурных особенностей сильно затрудняет их полевое картирование. Монцодиориты и кварцевые монцодиориты прорваны многочисленными субширотными телами лейкократовых граносиенитов и гранитов. Особенно широко эти породы проявлены в южной части Бэгэрского интрузива. Наиболее поздно внедряются дайки амфиболовых лампрофиров и габбродиабазов.

С Бэгэрским массивом установлена медно-молибденовая минерализация, которая накладывается на дайки граносиенит- и гранит-порфиров. В то же время по крайней мере некоторые дайки диабазов являются послерудными. Такие взаимоотношения свидетельствуют о том, что $Cu - Mo$ оруденение связано с поздними фазами гранитоидного комплекса габбро-монцонит-граносиенит-гранитной серии.

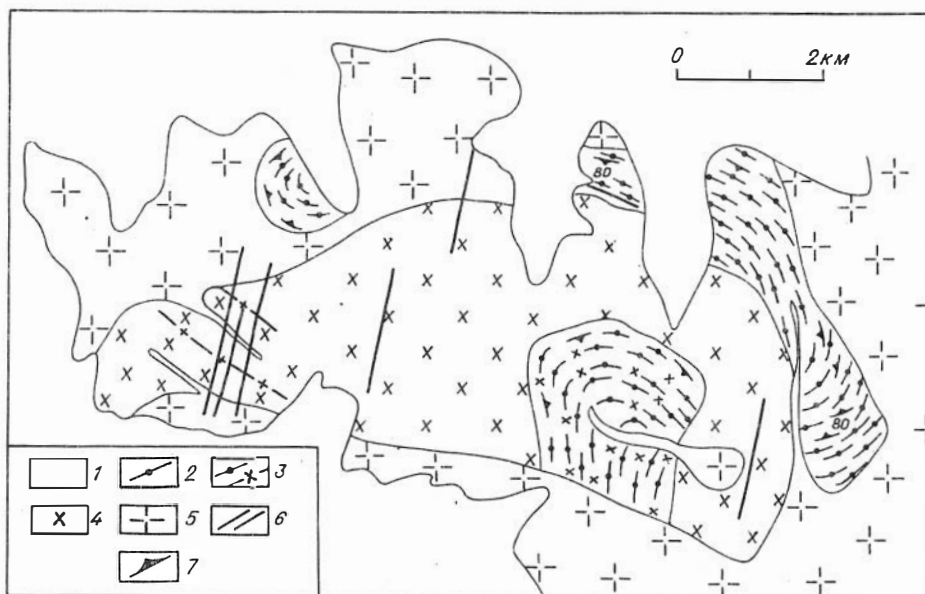


Рис. 51. Схема геологического строения Харанурского габбро-монциодоритового массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - оливковые габбро, рудные габбро, оливковые габбронориты; 3 - амфиболизированные и гранитизированные габброиды; 4 - монциодориты и кварцевые монциодориты; 5 - биотит-амфиболовые граносиениты и граниты; 6 - дайки диабазов и амфиболовых лампрофиров; 7 - элементы залегания расслоенности и трахитоидности.

Харанурский массив расположен на восточном берегу оз. Хара-Нур в Дзабханской зоне. Это фрагмент крупного многофазного габбро-монциодоритового массива, прорывающего верхнерифейские сланцы и прорванного лейкократовыми биотитовыми гранитами (рис. 51). Возраст массива не определен. Т.П. Хюппенен отнес данный интрузив к раннепермской вулканоплутонической ассоциации, хотя достаточных оснований для этого нет. Близость состава монциодоритов к Бэгэрскому плутону, а габброидов к когтахскому габбро-монциодоритовому комплексу в Кузнецком Алатау /Кривенко и др., 1979/ позволяет предполагать раннепалеозойский возраст Харанурского интрузива.

Первая фаза плутона представлена габбро, оливковыми габбро и оливковыми габброноритами, которые первоначально слагали крупное, сильно дифференцированное тело, вытянутое в субширотном направлении и имеющее концентрически-зональное внутреннее строение. Центральная часть этого тела прорвана монциодоритами, двупироксеновыми и оливкинсодержащими диоритами и кварцевыми монциодоритами. Как габброиды, так и монциодориты прорваны интрузиями лейкократовых биотитовых гранитов. В западном фрагменте габброидного тела наблюдается первичномагматическая полосчатость и трахитоидность. Полосчатость выражается в чередовании мезо- и лейкократовых оливковых габброноритов, причем резко преобладают лейкократовые габброиды, приближающиеся по составу к троктолитам. В верхних частях ритмов лейкократовые габбро сменяются анортозитами. Меланократовых дифференциатов не встречено. В некоторых горизонтах отмечаются пойкилоофитовые выделения позднемагматического бурого амфибола. Трахитоидность обусловлена лейстами плагиоклаза и вытяну-

тьми кристаллами оливина. Полосчатость и трахитоидность имеют восточные азимуты падения. В восточном фрагменте элементы залегания расслоенности имеют преимущественно западные и юго-западные углы падения. В этой части обнажается восточный фланг дифференцированного габброидного плутона. В составе расслоенной серии участвуют меланократовые оливиновые габбронориты, пойкилоофитовые габбро и рудные габбро, обогащенные титаномагнетитом. Среди габброидов встречается тонкая халькопиритовая вкрапленность. Юго-восточный выход габброидов первой фазы сложен в основном трахитоидными меланократовыми амфиболовыми габбро, часто такситовыми.

Вторая фаза представлена биотит-пироксеновыми монцодиоритами, слабо варьирующими по меланократовости. Отмечаются оливинсодержащие и амфиболовые монцодиориты. Контакты монцодиоритов с габброидами резкие, интрузивные. В контакте монцодиориты становятся более мелкозернистыми и лейкократовыми. Они содержат ксенолиты меланократовых амфиболовых габбро (рис. 52). Часто габброиды рассечены жилами и дайками мелкозернистых лейкодиоритов. В контакте с монцодиоритами габброиды перекристаллизованы, амфиболизированы и превращены в пегматоидные амфиболовые габбро.

Габброиды и монцодиориты прорываются многочисленными дайками, штоками и интрузивными телами сиенитов, граносиенитов и лейкократовых биотитовых гранитов (см. рис. 52). Завершается магматическая деятельность в этом районе внедрением даек основного состава. Наиболее ранними являются дайки: плагиоклазовых и плагиоклаз-авгитовых порфиритов, секущих биотитовые лейкограниты; наиболее поздними – амфиболовых лампрофиров, которые секут дайки плагиоклазовых порфиритов.

Первая фаза рассматриваемой ассоциации представлена оливиновыми габбро и габброноритами, троктолитами, габбро, анортозитами, амфиболовыми габбро и иногда рудными габбро. Устанавливается следующий парагенезис: основной плагиоклаз – оливин – клино- и ортопироксен – титаномагнетит – буро-зеленый амфибол. Характерная особенность габброидов этого типа – значительное развитие интеркумулусного биотита. Из аксессуарных минералов широко распространен апатит, присутствует также редкая вкрапленность халькопирита и пирротина.

Плагиоклаз в габброидах не зональный, он слабо варьирует по составу. В Бэгерском массиве плагиоклаз отвечает лабрадору (56–66 % An). В Харанурском массиве в оливиновых габбро плагиоклаз имеет состав битовнита (80 % An), а в безоливиновых габбро – лабрадора (55–60 % An) (рис. 53). Оливин представлен гиалосидеритом ($f = 32$ %, табл. 38). В меланократовых габбро Харанурского массива оливин образует идиоморфные удлиненные кристаллы, ориентированные согласно с трахитоидностью. Ранний оливин с включениями хромшпинелидов установлен в меланократовых габбро Битуутского участка. В остальных случаях оливин имеет равный идиоморфизм с плагиоклазом и клинопироксеном. Ортопироксен представлен бронзитом ($f = 27$ – 29 %, см. табл. 38). Он слагает, как правило, интерстиции между плагиоклазом и оливином, а также каймы вокруг последнего. Только в оливиновых габброноритах ортопироксен можно относить к кумулусному парагенезису. Клинопироксен, отвечающий субкальциевому диопсид-авгиту ($f = 21$ – 23 %, см. табл. 38), широко распространен и образует неправильные агрегаты, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу и оливину, а иногда и ортопироксену. Устанавливаемая по шлифам последовательность кристаллизации в целом согласуется с модельным расчетом по программе "Кристаллизация" для среднего состава габброидов первой фазы.

Вторая фаза представлена среднезернистыми оливин-биотит-авгитовыми, биотит-двупироксеновыми диоритами монцодиоритами. Структура пород габброфитовая, местами монцонитовая. Для минерального состава лейкобазитов характерно совмещение двух парагенезисов: раннего габброидного и позднего гранитоид-

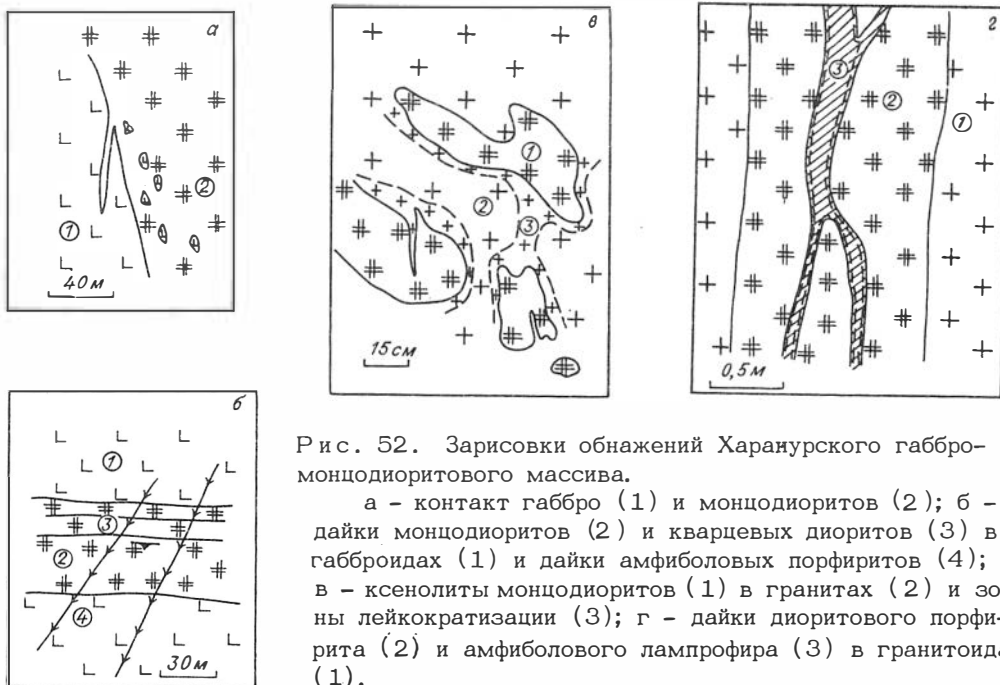


Рис. 52. Зарисовки обнажений Харанурского габбро-монцодиоритового массива.
 а - контакт габбро (1) и монцодиоритов (2); б - дайки монцодиоритов (2) и кварцевых диоритов (3) в габброидах (1) и дайки амфиболовых порфиритов (4); г - ксенолиты монцодиоритов (1) в гранитах (2) и зоны лейкократизации (3);

г - дайки диоритового порфирита (2) и амфиболового лампрофира (3) в гранитоидах (1).

ного. Ранний парагенезис представлен оливином, клино- и ортопироксенами и основным плагиоклазом. В присутствии интерстициального кварца отсутствует оливин и широко распространен ортопироксен. Интерстициальный парагенезис представлен кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и амфиболом. Из аксессуарных минералов проявлены магнетит, ильменит и апатит.

Плагиоклаз в монцодиоритах преобладает над всеми минералами. Ядерные части его сложены незональным битовнитом (75-77 % An), который обрастает ритмично зональным андезин-лабрадором (36-55 % An). В краевых частях в парагенезисе с кварцем и калишпатом присутствует олигоклаз (20 % An). Клинопироксен представлен субкальциевым диопсидом. По сравнению с пироксенами из габбро он характеризуется более высокой железистостью (см. табл. 38). Аналогичные соотношения отмечены для клинопироксенов из разных фаз когтахского комплекса /Кривенко и др., 1979/. Ортопироксен отвечает гиперсте-

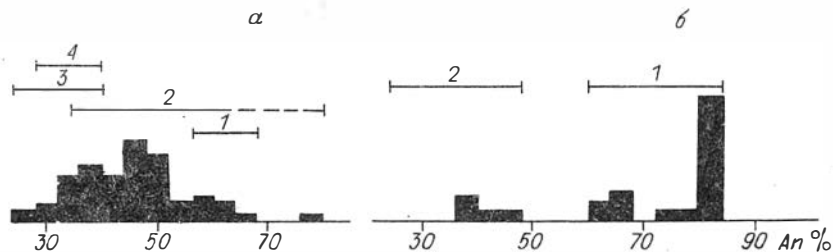


Рис. 53. Вариации состава плагиоклаза в породах Бэгэрского (а) и Харанурского (б) массивов.

1 - габбро; 2 - монцодиориты; 3 - граносиениты; 4 - граниты.

Таблица 38. Состав минералов Бегерского габбро-монционитового массива

Компонент	Оливины		Клинопироксены								Ортопироксены			
	ИЗ533	ИЗ553	ИЗ553	ИЗ553	ИЗ553	ИЗ554	ИЗ554	ИЗ554	ИЗ556	ИЗ556	ИЗ553	ИЗ554	ИЗ554	ИЗ556
SiO ₂	37,84	37,93	51,99	51,34	51,37	51,94	51,83	51,84	54,66	53,89	54,12	53,35	52,97	
TiO ₂	0,03	0,01	0,52	0,69	0,65	0,50	0,60	0,61	0,27	0,23	0,25	0,33	0,26	
Al ₂ O ₃	0,06	0,03	2,66	3,00	2,95	2,73	2,27	2,26	0,69	0,87	0,95	0,90	0,96	
Cr ₂ O ₃	-	-	0,05	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	-	
FeO	28,65	28,77	7,66	8,61	7,44	7,31	9,40	9,32	17,55	18,36	17,71	21,54	20,93	
MgO	33,18	33,96	15,13	15,90	14,38	15,13	14,40	14,44	26,64	25,72	25,17	22,97	22,55	
CaO	0,08	0,06	21,08	19,24	21,57	21,36	20,42	20,21	0,81	1,25	1,32	1,15	1,81	
Na ₂ O	0,06	0,07	0,48	0,42	0,52	0,50	0,50	0,41	0,04	0,03	0,06	0,12	0,05	
Сумма...	99,30	99,83	99,57	99,23	98,94	99,52	99,46	99,23	100,67	100,37	99,59	100,38	98,95	
f	32,8	32,2	22,1	23,3	21,7	21,3	26,8	26,5	27,0	28,6	28,7	34,44	34,1	
Wo	-	-	43,8	40,0	45,5	44,4	42,7	42,5	1,6	2,4	2,6	2,3	-	
En	-	-	43,7	46,0	42,2	43,8	41,9	42,2	71,9	69,6	69,8	64,0	-	
Fs	-	-	12,5	14,0	12,3	11,8	15,4	16,3	26,5	28,0	27,6	33,7	-	

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде "Camebax" в ИГиГ СО АН СССР. Оператор О.Н. Майорова.

ну ($f = 34 \%$, см. табл. 38). По мере увеличения количества кварца, биотита и амфибола наблюдается переход от кварцсодержащих двупироксеновых диоритов и монцодиоритов к диопсид-биотитовым и биотит-амфиболовым кварцевым диоритам.

Петрохимическая характеристика раннепалеозойской габбро-монцодиоритовой формации основывается на 30 оригинальных химических анализах пород, для которых выполнен также атомно-абсорбционный анализ на ряд элементов (табл. 39, см. табл. 41, 42). В составе данной ассоциации выделяются две группы пород: мафитовая и лейкомафитовая. Для мафитовой характерны сильная дифференцированность и разнообразие составов как в пределах одного массива, так и в разных (рис. 54). В Бэгэрском массиве габброиды характеризуются субщелочным уклоном, а в Харанурском интрузиве – низкощелочным (табл. 40). Подобная неустойчивость состава мафитов установлена для когтахского габбро-монцодиоритового комплекса в Алтае-Саянской складчатой области /Кривенко и др., 1979/. Для мафитов габбро-монцодиоритовой формации Западной Монголии характерны следующие уклоны: меланократовый ($40 > b' > 25$), умеренно низкотитанистый ($1,5 > TiO_2 > 0,75$), среднеглиноземистый ($Al_2O_3 = 17\%$), железомagneиный ($75 > F > 25$), высоконатриевый ($94 > n > 75$). Лейкомафиты характеризуются лейкократовым ($b' < 20$), умеренно низкощелочным, умеренно низкотитанистым, среднеглиноземистым, железомagneиным, натриевым уклонами. Устанавливается более низкий уровень щелочности раннепалеозойских монцодиоритов Западной Монголии по сравнению с Алтае-Саянской областью (см. рис. 54).

Моделирование фракционной кристаллизации среднего состава для габброидов Харанурского интрузива согласуется с последовательностью смены кумулюсных парагенезисов в составе расслоенной серии первой фазы (рис. 55). В частности, высокая глиноземистость исходного базитового расплава обуславливает раннюю кристаллизацию основного плагиоклаза и преобладание в составе расслоенной серии лейкократовых оливиновых габбро. В реальных условиях шире проявлен интеркумулюсный ортопироксен, который в модельном случае появляется только из заключительной стадии. С моделью согласуются слабые вариации состава плагиоклаза в оливинсодержащих габбро (80 % An) и более кислый плагиоклаз (60 % An) в безоливиновых габбро. Широко развит в составе кумулюсного парагенезиса титаномagnetит, который начинает кристаллизоваться совместно с оливином.

Важная черта габброидов рассматриваемой ассоциации – повышенные содержания титана и фосфора, что наряду с широким развитием биотита позволяет легко отличать их от раннепалеозойской перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации. По этим параметрам она близка к клинопироксенит-габбровой ассоциации Западного Прихубсугуля, от которой отличается постоянным присутствием в составе ассоциации лейкомафитов: монцодиоритов и двупироксеновых диоритов. Другой важной отличительной особенностью габброидов габбро-монцодиоритового типа является высокое содержание в них стронция (~ 1500 г/т) (табл. 41, 42).

Для объяснения генезиса лейкомафитов обращаются к процессам смешения расплавов или явлению повышения щелочности под воздействием интрателлурических потоков. Повышение щелочности и кремнекислотности в приконтактных зонах отмечалось для многих базитовых массивов Западной Монголии, Алтае-Саянской области и Забайкалья /Орлов, 1975; Кривенко и др., 1980; Конников, 1979; Изох и др., 1987/. Изменение состава, по мнению исследователей, не связано с контаминацией вмещающих пород, а вызвано внутренними причинами: кислотно-основным взаимодействием компонентов, термодиффузией и т.д.

Таблица 39. Химический состав пород раннепалеозойской габбро-мондиоритовой формации

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₂ 3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.л.	P ₂ O ₅	Сумма
<u>Бөгөрский массив</u>														
<u>Меланократовый габронорит</u>														
1	9274	51,75	0,87	10,62	13,32	Не опр.	0,18	10,26	10,2	1,28	1,37	Не опр.	0,16	100,01
Двуликсеновый диорит														
2	9272	52,66	1,00	18,75	9,24	Не опр.	0,17	4,68	8,72	3,36	0,91	0,20	0,32	100,01
3	9264	52,78	0,89	19,22	8,48	"	0,16	4,20	9,08	3,27	0,92	0,74	0,24	99,98
4	9265	52,90	1,02	18,80	9,27	"	0,17	4,62	8,76	3,24	0,91	Не опр.	0,31	100,01
Кварцсодержащие мондиориты и диориты														
5	9273	54,59	1,06	15,13	11,39	Не опр.	0,18	5,28	7,56	2,04	2,29	0,14	0,35	100,01
6	И3569	56,31	0,91	16,50	9,15	"	0,17	4,12	7,15	2,99	2,38	0,02	0,29	99,99
7	9280	57,12	1,07	16,23	9,05	"	0,16	3,79	6,56	2,67	2,62	0,46	0,28	100,01
8	7063	58,22	0,65	16,99	2,23	4,05	0,13	3,82	6,22	3,69	2,56	0,67	0,27	99,50
9	9295	58,42	0,89	17,33	7,31	Не опр.	0,15	2,85	6,43	3,02	2,77	0,54	0,28	99,99
10	И3599	58,65	0,88	16,63	7,24	"	0,16	3,58	6,58	2,79	3,07	0,16	0,26	100,00
11	9297	58,81	0,86	16,22	7,81	"	0,16	3,53	6,28	2,80	3,05	0,22	0,25	99,99
12	9286	59,87	0,85	16,34	7,47	"	0,16	3,23	5,85	2,80	3,24	0,01	0,20	100,02
13	7047/7	59,98	0,76	16,75	2,73	3,51	0,12	3,11	4,76	3,36	2,99	1,16	0,26	99,49
Грандиорит-порфир														
14	7052/2	61,71	0,65	17,81	2,31	1,92	0,09	2,44	3,76	3,90	3,71	1,06	0,13	99,49
<u>Битутский участок</u>														
<u>Меланократовые оливиновые габронориты</u>														
15	И3558	43,99	0,64	14,83	12,67	Не опр.	0,17	14,18	10,56	1,20	0,46	1,16	0,16	100,02
16	И3559	43,11	0,63	13,61	13,47	"	0,17	15,57	10,27	1,06	0,41	1,52	0,16	99,98

Оливиновые габбронориты

17	ИЗ555	49,93	0,70	15,02	11,60	Не опр.	0,17	10,71	7,76	2,45	0,99	0,38	0,30	100,01
18	ИЗ553	49,09	0,99	13,39	13,42	"	0,17	11,84	7,48	2,15	1,00	0,22	0,25	100,00

Двупироксеновые диориты

19	ИЗ544	53,61	0,95	17,78	9,05	Не опр.	0,17	5,43	8,25	3,13	1,12	0,23	0,27	99,99
20	ИЗ551	53,90	0,83	18,21	8,44	"	0,16	5,70	8,19	3,20	0,81	0,28	0,28	100,00
21	ИЗ554	52,29	0,61	19,17	7,82	"	0,15	6,39	8,85	3,10	0,97	0,43	0,24	100,02
22	ИЗ556	53,77	1,01	18,29	8,86	"	0,17	4,64	8,46	3,36	1,07	0,38	0,19	100,20

Харанурский массив

Троктолиты, оливиновые габбро и габбронориты

23	И4239	39,45	1,31	22,20	15,01	Не опр.	0,16	7,64	13,16	0,79	0,12	Не опр.	0,16	100,00
24	И4246	39,58	1,26	17,75	16,08	"	0,17	11,60	11,54	1,12	0,14	0,02	0,15	100,01
25	И4236	39,98	1,92	17,49	16,98	"	0,17	8,05	14,00	0,98	0,22	Не опр.	0,20	99,99
26	И4240	40,25	1,62	21,68	14,65	"	0,16	5,91	14,46	1,00	0,11	"	0,17	100,01
27	И4247	40,99	1,23	20,96	14,60	"	0,16	8,55	11,89	1,29	0,18	"	0,15	100,00
28	И4238	41,59	0,86	20,45	12,53	"	0,17	10,11	12,64	0,99	0,15	0,30	0,17	99,99
29	И4235	41,78	1,62	19,29	14,00	"	0,16	6,95	14,44	1,15	0,27	0,12	0,20	99,98
30	И4244	41,81	1,26	22,09	13,39	"	0,16	6,55	13,12	1,09	0,19	0,18	0,16	100,00
31	И4248	43,21	1,05	19,85	13,16	"	0,16	8,83	11,81	1,52	0,25	Не опр.	0,16	100,00
32	И4242	43,23	0,56	25,43	9,12	"	0,16	6,97	12,82	1,42	0,14	"	0,15	100,00
33	И4245	43,36	0,66	25,59	8,98	"	0,15	5,62	13,86	1,48	0,14	"	0,15	99,99

Монодиорит

34	И4231	56,13	1,42	18,00	8,59	Не опр.	0,16	2,92	6,24	4,08	1,71	0,18	0,58	100,01
----	-------	-------	------	-------	------	---------	------	------	------	------	------	------	------	--------

Примечание. Анализы 8, 13, 14 представлены А.В. Кравцевым, остальные выполнены рентгенофлуоресцентным методом в ИГиГ СО АН СССР. Аналитики В.Б. Василенко, Л.Д. Холодова. Железо приведено в окисной форме.

Таблица 40. Средние химические составы пород раннелазеоэойской габбро-мондиоритовой формации

№ асс.	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	1	51,7	0,87	10,6	12,0	10,3	10,2	1,28	1,37	0,16	4,5	38,7	58,7	-0,9	56,3
2	3	52,9	0,97	19,0	8,1	4,5	8,9	3,3	0,92	0,29	9,0	18,7	84,6	0,5	50,3
3	9	$\frac{58,3}{1,9}$	$\frac{0,89}{0,13}$	$\frac{16,5}{0,7}$	$\frac{7,3}{1,4}$	$\frac{3,7}{0,7}$	$\frac{6,4}{0,8}$	$\frac{2,92}{0,47}$	$\frac{2,79}{0,34}$	$\frac{0,27}{0,04}$	$\frac{10,6}{1,2}$	$\frac{15,6}{3,0}$	$\frac{61,2}{4,1}$	$\frac{8,7}{2,6}$	$\frac{52,5}{2,7}$
4	12	$\frac{57,0}{2,9}$	$\frac{0,91}{0,12}$	$\frac{17,2}{1,3}$	$\frac{7,5}{1,2}$	$\frac{3,9}{0,7}$	$\frac{7,0}{1,3}$	$\frac{3,02}{0,44}$	$\frac{2,32}{0,89}$	$\frac{0,28}{0,04}$	$\frac{10,2}{1,3}$	$\frac{16,3}{3,0}$	$\frac{67,0}{11,1}$	$\frac{6,6}{4,3}$	$\frac{51,9}{2,5}$
5	2	44,2	0,64	14,4	11,9	15,1	10,6	1,15	0,44	0,15	3,0	40,3	79,8	-16,1	30,8
6	2	49,7	0,85	14,2	11,3	11,3	7,6	2,3	1,0	0,27	6,3	32,1	77,8	-7,8	35,9
7	4	$\frac{53,5}{0,7}$	$\frac{0,85}{0,18}$	$\frac{18,4}{0,6}$	$\frac{7,7}{0,5}$	$\frac{5,6}{0,7}$	$\frac{8,5}{0,3}$	$\frac{3,21}{0,11}$	$\frac{1,0}{0,14}$	$\frac{0,25}{0,04}$	$\frac{8,7}{0,4}$	$\frac{19,6}{0,7}$	$\frac{83,0}{2,0}$	$\frac{0,82}{1,9}$	$\frac{44,0}{4,6}$
8	11	$\frac{41,4}{1,0}$	$\frac{1,21}{0,4}$	$\frac{21,1}{2,7}$	$\frac{12,2}{2,3}$	$\frac{7,9}{1,8}$	$\frac{13,1}{1,0}$	$\frac{1,17}{0,23}$	$\frac{0,17}{0,05}$	$\frac{0,16}{0,02}$	$\frac{3,0}{0,6}$	$\frac{30,6}{5,2}$	$\frac{91,0}{2,5}$	$\frac{-15,3}{2,8}$	$\frac{46,6}{5,5}$
9	1	56,2	1,4	18,0	7,7	2,9	6,3	4,09	1,71	0,58	11,9	14,2	78,4	4,4	67,4

Примечание. 1-4 - Бэгерский массив; 1 - габбронорит, 2 - двулироксеновый диорит, 3 - кварцсодержащие мондиориты и диориты, 4 - лейкомафиты (диориты и кварцевые диориты); 5-7 - Битуутский участок; 5 - меланократовые оливинные габбронориты, 6 - оливинные габбронориты, 7 - двулироксеновые диориты; 8, 9 - Харанурский массив; 8 - оливинные габбронориты, 9 - мондиорит.

Рис. 54. Химический состав пород габбро-монциодоритовой формации в координатах а-б'.

1-3 массивы: 1 - Бэгэрский, 2 - Битутский, 3 - Харанурский; 4, 5 - когтакский комплекс Кузнецкого Алатау /Кривенко и др., 1979/: 4 - габброиды, 5 - монциодориты.

В контактовых зонах габброидов повышенной щелочности, например в Чинейском массиве, возникают монциодориты.

Базиты габбро-монциодоритовой формации характеризуются более высокими по сравнению с кларками для основных пород /Виноградов, 1962/ содержаниями Cu , V и Sr и пониженными Ni , Zn , Rb и Cr (см. табл. 41, 42). Низкие содержания Ni и Cr , а также значения Ni / Cu (0,22-0,36) могут указывать на дифференциацию исходного меланократового (до внедрения) расплава или же на невысокую степень плавления мантийного субстрата.

Для Харанурского интрузива устанавливается сильная положительная корреляция элементов группы железа (Ni , Co и V) с медью. Стронций положительно коррелируется с хромом и отрицательно - с рубидием и цинком. В Бэгэрском массиве медь отрицательно связана с Ni , Co и Cr , что определяется, вероятно, ее последующим перераспределением, так как с этим интрузивом ассоциирует более позднее Cu - Mo оруденение. Как уже отмечалось, для Харанур-

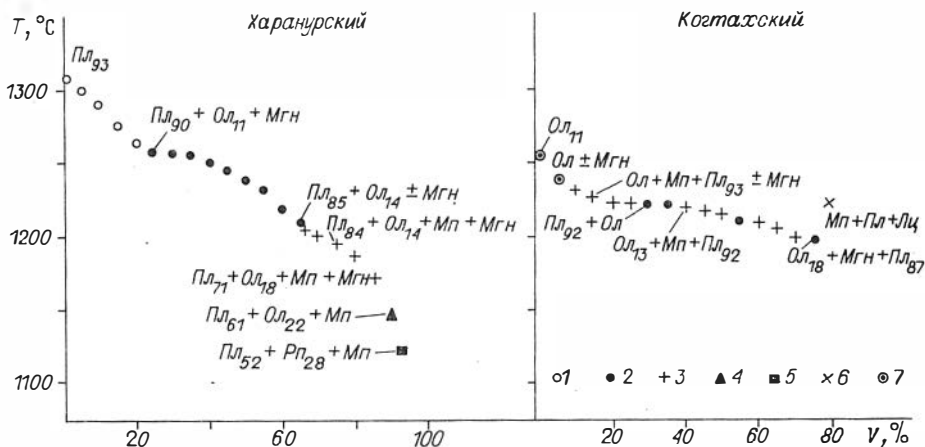
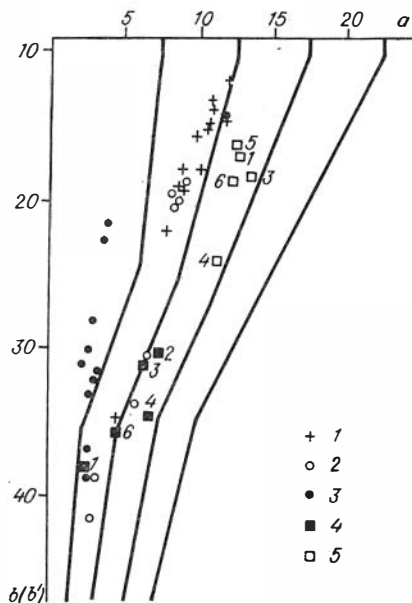


Рис. 55. Последовательность кристаллизации минералов в массивах габбро-монциодоритовой формации, рассчитанная по программе "Кристаллизация".

1 - плагиоклаз; 2 - плагиоклаз - оливин \pm магнетит; 3 - плагиоклаз - оливин - клинопироксен \pm магнетит; 4 - плагиоклаз - оливин - клинопироксен; 5 - плагиоклаз - клинопироксен - ортопироксен; 6 - клинопироксен - плагиоклаз + лейцит; 7 - оливин \pm магнетит. Цифрами обозначены железистость оливина и основность плагиоклаза. V - объем твердой фазы.

Таблица 41. Содержания малых элементов в Бэгэрском габбро-монцодиоритовом массиве, г/т

№ п/п	№ обр.	Cu	Ni	Co	Cr	V
1	9274	15	58	46	220	370
2	9272	225	17	24	150	280
3	9264	127	19	24	140	230
4	9265	166	29	26	130	220
5	9273	168	31	24	130	150
6	И3569	138	48	26	320	210
7	9280	189	17	22	120	190
8	9295	940	34	18	120	200
9	И3599	138	60	24	270	220
10	9297	219	10	18	100	230
11	9286	253	19	18	110	190
12	И3559	17	192	76	340	250
13	И3558	20	173	70	280	250
14	И3553	101	146	62	280	200
15	И3555	184	125	56	260	240
16	И3554	70	77	32	140	140
17	И3544	140	65	26	210	240
18	И3551	80	50	28	130	200
19	И3556	133	17	26	70	250
Среднее . . .		174	62	34	185	224

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик И.Ю. Иванченко.

Таблица 42. Содержание малых элементов в Харанурском габбро-монцодиоритовом массиве, г/т

№ п/п	№ обр.	Cu	Ni	Co	Cr	V	Pb	Zn	Rb	Sr
1	И4231	48	12	21	120	120	20	110	85	1100
2	И4235	430	65	43	70	390	20	98	7	1400
3	И4236	390	73	61	40	460	20	190	5	1200
4	И4238	230	56	58	130	270	20	72	5	1500
5	И4239	260	36	48	80	360	21	72	5	1700
6	И4240	230	55	50	130	450	80	77	5	1700
7	И4242	16	29	41	60	190	20	45	6	1800
8	И4244	550	84	46	140	410	20	80	5	1600
9	И4245	170	67	46	440	210	20	59	5	1800
10	И4247	430	75	100	100	420	20	91	7	1400
11	И4246	190	75	77	90	430	20	92	7	1100
12	И4248	170	75	58	150	350	20	85	8	1400
Среднее...		259	58	54	129	338	25	89	6	1475

Примечание. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик И.Ю. Иванченко.

ского массива характерны высокие содержания Sr (до 1800 г/т). Обогащенность стронцием характерна и для монцодиоритов второй фазы, что можно считать дополнительным аргументом в пользу генетической общности базитов и лейкобазитов.

С габброидами первой фазы габбро-монцодиоритовой формации связаны рудопроявления титаномагнетита. При их изменении под влиянием гранитоидов возникают алогаббровые метасоматиты с промышленными содержаниями апатита /Кривенко и др., 1979/. Во многих районах с габбро-монцонит-гранитными сериями устанавливаются медно-молибденовые, полиметаллические и золотосеребряные рудопроявления или месторождения. Не составляет исключения в этом отношении габбро-монцодиорит-гранитная серия Западной Монголии. С Бэгэрсским массивом данной формации связано медно-молибденовое оруденение. Оруденение накладывается на граносиениты и лейкограниты поздних фаз внедрения данной ассоциации и пересекается дайками амфиболовых лампрофиров и диабазов, которые рассматриваются как послегранитовые дайки. В габброидах Харанурского интрузива установлена вкрапленная титаномагнетитовая минерализация, а также рассеянная халькопирит-пирротиновая вкрапленность.

Глава III

ГЕРЦИНСКИЕ ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Габброидные формации этого возрастного уровня представлены предшествующими герцинским габброидными комплексами малых интрузий, широко распространенных в структурах Южно-Монгольских герцинид и в зонах средне-, позднепалеозойской активизации байкалит и каледонид Северного мегаблока (см. рис. 2). Наиболее распространенными и типичными являются пикродолеритовые и сопряженные с ними собственно пикритоидные интрузии, которые образуют группы родственных субультрамафит-мафитовых ассоциаций. Часто встречающиеся габброидиабазовые дайки и силлы в одних случаях (Заалтайская зона на юге Монголии) выступают как более ранние, предшествующие габбродолеритам образования, а в других (Саган-Шибетинская зона на крайнем северо-западе МНР) как прорывающие габбродолериты интрузии. Наиболее поздними являются лейкобазитовые комплексы габбро-монцодиоритового состава, непосредственно предшествующие гранитам, близкие к ним по возрасту и структурной позиции.

Пикритоидная и пикродолеритовая формации

Эти ассоциации представлены очень близкими по структурному положению, времени и формам проявления малыми интрузиями чаще всего пикродолеритового, но иногда и собственно пикритоидного состава. В герцинских структурах Южной Монголии они широко распространены и хорошо изучены на юго-западе, в области сопряжения Южно-Монгольских герцинид с позднекаледонской складчатой системой Монгольского Алтая, на стыке Булганской и Барунхурайской зон. Здесь, в бассейнах рек Бодончин-Гол и Уэнч-Гол, выявлены и детально исследованы

дованы крупные ареалы пикритоидных, пикро- и габбродолеритовых малых интрузий, принадлежащих к этому типу ассоциаций. Юго-восточнее ареалы таких интрузий изучены в районе р. Гоханчин-Гол и южнее сомона Цэл. В расположенной северо-восточнее и, вероятно, связанной с Южно-Монгольской системой герцинид зоне средне-, позднепалеозойской активизации юго-восточного окончания хр. Хан-Тайшир аналогичные интрузии выявлены и исследованы в районах горы Ундур-Хурен-Ула и оз. Бон-Шаган-Нур.

В докембрийских и каледонских структурах Северного мегаблока пикродолеритовые и пикритоидные комплексы малых интрузий выявлены и изучены в зонах средне-, позднепалеозойской активизации западной окраины Озерной зоны (Шаганшибетинский разлом в районе горы Морьт-Ула), в Сонгинском выступе и в Байдарикском блоке. На крайнем северо-западе в районе оз. Урэг-Нур и на восточных склонах хр. Шаган-Шибету (северная часть Шаган-Шибетинского разлома) пикродолеритовые и прорывающие их габбродиабазовые интрузии выделены под названием урюкнурского комплекса, описанного в ряде ранее опубликованных работ /Геология..., 1973; Павленко и др., 1974/.

В последнее время появились сведения (устное сообщение А.В. Кравцева) о пикродолеритовых интрузиях в Заалтайской зоне. Многочисленные проявления пикродолеритов установлены на северных склонах хр. Эдрэнгийн-Нуру. Породы, приближающиеся по составу к пикритам, лерцолитам и шрисгеймитам, обнаружены в гранитоидном массиве Хухутин-Холой к востоку от сомона Цэл.

ПИКРИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

К этому типу ассоциаций относятся малые интрузии, сложенные породами, отвечающими по химическому составу преимущественно субультрамафитам, которые иногда дополняются небольшим количеством ультрамафитов (рис. 56). Породы мафитовой группы (долериты и габбро) в них не устанавливаются, однако

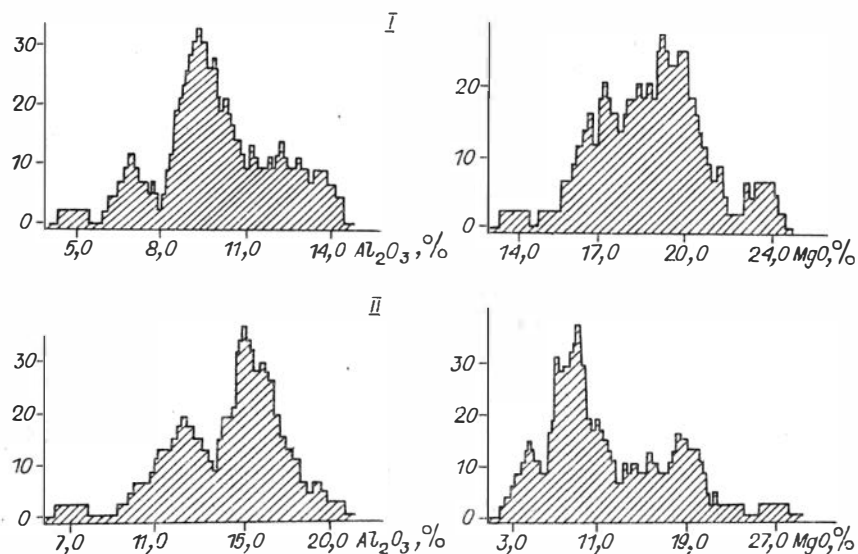


Рис. 56. Гистограммы частоты встречаемости различных содержаний Al_2O_3 и MgO в породах пикритоидной (I) и пикродолеритовой (II) ассоциаций Западной Монголии.

по характеру субультрамафитовой (пикритоидной) составляющей, которая включает наряду с плагиоперидотитами меланократовые габброиды, формам проявления и сопряженности с типичными пикродолеритовыми интрузиями они принадлежат к одной с пикродолеритами формации. Такие интрузии обнаружены и изучены в районах горы Шара-Ундур-Ула, сомона Цэл, бассейна р. Байдарагин-Гол и вершины горы Харулын-Обо (см. рис. 2).

Пикритоиды района Шара-Ундур-Ула

В среднем течении р. Гоханчин-Гол, в ее левобережье (южнее сомона Бугат), среди гранитизированных диоритов, связанных с позднепалеозойским комплексом гранитоидов (C_3), обнаружено несколько участков с крупными развалами шаровидных глыб очень свежих, меланократовых пород. Один из таких участков показан на рис. 57. Вмещающей для прорывающих пикритоиды диоритов и более поздних гранитов является толща тонкоплитчатых алевролитов с прослоями слодистых сланцев, песчаников, лиловоцветных гравелитов и конгломератов (D_{2-3}). Гранитоиды относятся к монзонит-граносиенит-гранитной формации и датируются верхним карбоном /Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/. В районе вершины Шара-Ундур-Ула они представлены средне- и крупнозернистыми лейкократовыми микроклин-пертитовыми гранитами.

В гранитах находятся многочисленные останцы и ксенолиты гранитизированных диоритов и более меланократовых плагиоклаз-амфиболовых пород с незначительной примесью хлоритизированного биотита, апатита и сфена, которые, по

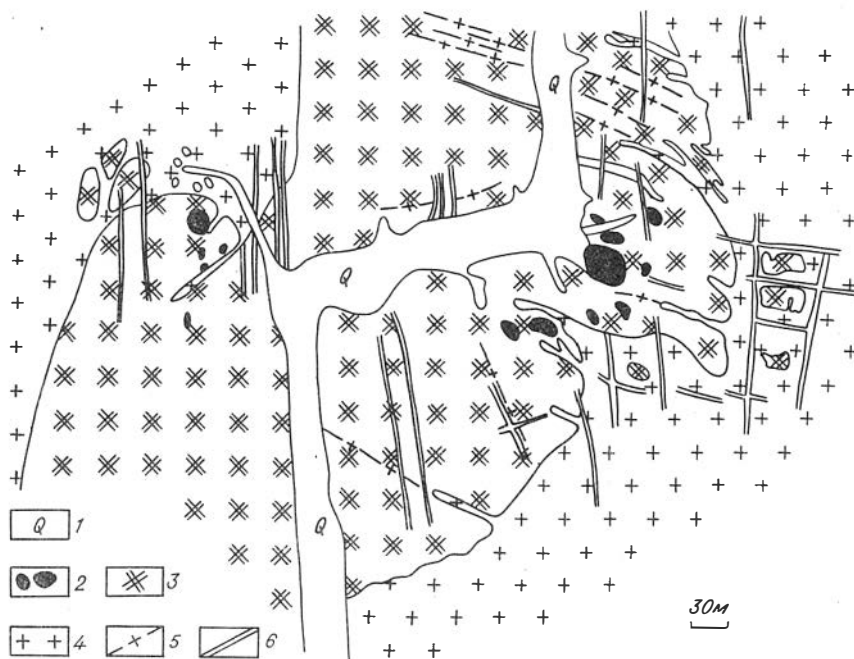


Рис. 57. Схема геологического строения участка развития пикритоидов в районе Шара-Ундур-Ула.

1 - четвертичные отложения; 2 - пикритоиды; 3 - диоритоиды (апогаббровые диориты, диоритизированные вмещающие породы); 4 - гранитоиды; 5 - дайки гранит-аплитов, лейкогранитов; 6 - дайки диабазов, габбродиабазов.

Таблица 43. Химический состав пород пикритовой ассоциации Западной Монголии

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.л.	P ₂ O ₅	Сумма
Гора Шара-Ундур-Ула														
1	И2358	43,15	0,97	11,74	10,97	0,003	0,17	20,27	8,10	10,10	0,24	3,06	0,16	99,933
2	И2354	43,19	0,96	11,75	10,81	0,002	0,165	20,11	8,01	1,11	0,19	3,47	0,16	99,927
3	И2342	43,22	0,71	11,84	10,62	0,003	0,16	20,31	7,29	0,99	0,43	4,14	0,20	99,913
4	И2362	43,49	1,01	12,37	10,70	0,01	0,17	18,89	8,45	0,95	0,25	3,54	0,17	99,991
5	И2344	43,89	1,66	9,43	2,32	10,69	0,32	20,76	5,91	1,14	0,40	2,15	0,36	99,03
6	И2336	44,51	0,84	12,56	1,80	8,08	0,20	17,56	7,45	1,09	0,40	3,13	0,34	97,96
7	И2335	44,58	0,72	12,80	10,37	0,01	0,16	18,96	8,14	1,18	0,45	2,34	0,21	97,911
8	И2337	44,58	0,77	13,25	9,99	0,02	0,16	17,65	8,61	1,03	0,50	3,13	0,22	99,892
9	И2341	45,56	0,87	13,86	9,96	0,02	0,16	16,56	8,57	1,14	0,52	2,49	0,23	99,922
Гора Харулын-Обо														
10	И2864	42,86	0,75	9,18	4,49	9,01	0,20	23,94	4,63	1,50	0,69	4,22	0,33	101,80
11	И2878	47,60	0,68	10,75	2,62	6,41	0,15	16,67	11,49	1,54	0,54	1,93	0,17	100,50
12	И2879	47,91	0,61	10,90	1,48	5,94	0,15	13,69	11,95	1,51	0,54	5,15	0,11	99,94
13	И2877	49,54	0,62	9,77	1,86	6,41	0,16	15,28	12,33	1,32	0,65	1,97	0,13	100,04
14	И2865	49,56	0,91	7,26	3,32	6,96	0,18	17,88	10,79	0,79	1,54	1,26	0,19	100,64
Сомон Цэл														
15	Кр5344	44,31	0,58	6,73	3,03	9,39	0,20	21,37	5,34	1,18	0,38	2,83	0,09	95,43
16	Кр5345	44,77	0,54	6,91	2,95	9,57	0,18	23,54	5,28	1,14	0,33	2,80	0,07	98,08
17	Кр5349	45,10	0,58	10,31	4,34	9,05	0,21	17,67	6,88	1,32	0,50	2,02	0,06	98,04
18	Кр5343	45,36	0,47	8,71	2,91	9,03	0,18	19,53	5,85	1,36	0,50	2,31	0,10	96,31
19	Кр5347	45,56	0,58	9,68	3,29	9,16	0,20	19,94	5,63	1,50	0,75	1,95	0,05	98,29

20	Кр5360	45,58	0,90	8,89	3,44	10,26	0,17	19,97	6,96	1,05	0,44	1,94	0,06	99,66
21	Кр5346	45,65	0,65	9,96	3,15	8,81	0,17	19,91	6,71	1,128	0,42	2,16	0,05	98,92
22	Кр5342	46,05	0,61	9,51	3,58	9,75	0,19	19,11	6,89	1,32	0,60	0,84	0,07	98,52
23	Кр5348	46,44	0,73	11,38	4,44	8,19	0,19	16,78	6,66	1,46	0,50	1,79	0,05	98,61
24	Кр5352	46,47	0,68	8,88	4,39	10,43	0,21	18,53	7,03	1,09	0,16	2,28	0,08	101,23
25	Кр5353	47,83	0,72	10,32	3,26	9,38	0,17	17,22	7,25	1,32	0,70	1,17	0,05	99,39

Р. Байларагин-Гол

26	И2647	41,24	0,39	5,24	9,49	9,52	0,22	21,36	3,12	0,42	0,45	5,48	0,39	97,32
27	П6301	44,6	0,45	13,58	2,38	9,43	0,19	17,83	6,21	1,16	0,58	2,58	0,32	99,31
28	П6272	44,78	0,54	10,42	1,74	9,52	0,23	20,51	6,64	0,94	0,77	1,98	0,38	99,45
29	П6271	44,81	0,60	9,59	2,38	8,98	0,19	22,42	6,49	1,05	0,67	1,48	0,32	98,98
30	Кр5587	45,50	0,36	7,57	2,97	8,10	0,24	23,62	6,73	0,32	0,11	2,89	0,09	98,50
31	П6270	45,57	0,58	10,06	3,11	8,39	0,24	20,88	6,87	1,09	0,45	2,11	0,10	99,45
32	И2643	45,64	0,43	9,86	3,10	9,88	0,26	18,07	7,15	0,95	0,50	2,00	0,39	98,23
33	И2639	45,85	0,45	8,97	3,00	9,79	0,22	19,22	7,15	0,80	0,45	2,34	0,39	98,63
34	И2646	45,86	0,46	8,43	3,11	9,79	0,24	20,41	7,15	0,88	0,45	1,76	0,39	98,93
35	И2642	45,90	0,48	9,17	2,53	9,79	0,26	20,11	8,04	0,95	0,50	1,19	0,39	99,31
36	Кр5573	46,38	0,36	9,33	3,11	9,01	0,15	18,70	7,18	1,09	0,50	1,94	0,11	97,86
37	И2652	46,47	0,52	7,42	3,30	8,89	0,24	21,54	5,55	0,95	0,82	2,79	0,41	98,91
38	Кр5570	46,75	0,43	9,15	5,14	7,75	0,14	18,92	7,03	1,19	0,55	1,59	0,55	99,19
39	И2644	46,90	0,46	9,50	4,38	8,35	0,24	17,01	7,52	1,09	0,54	1,20	0,37	97,56
40	П6300	47,04	0,38	13,83	2,96	7,37	0,15	16,17	6,64	1,36	0,77	1,43	0,34	98,44
41	П6302	47,33	0,41	12,68	3,02	7,37	0,16	16,17	6,36	1,36	0,73	2,07	0,31	97,97
42	Кр5578	47,37	0,43	10,76	10,02	1,84	0,13	19,11	8,05	1,21	0,63	0,74	0,14	100,43

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ПГО "Запсибгеология".

всей вероятности, образовались при переработке гранитами более ранних габброидов. По-видимому, именно эти породы были выделены в свое время Б. Лувсанданзаном в качестве габбрового массива Шара-Ундур /Лувсанданзан, 1966/.

Среди апогаббровых диоритоидов и плагиоклаз-амфиболовых пород в бортах глубокого сая наблюдаются скопления крупных шаровидных валунов очень свежих звенящих при ударе меланократовых пород, отвечающих по составу плагиоклазсодержащим пикритам и пикродолеритам, которые с учетом наблюдений и расшифровки аналогичных образований в этом и ряде других районов интерпретируются авторами как "бронированные" блоки догранитных ультрамафит-мафитовых интрузивов, избежавшие связанных с гранитами изменений. Диаметр шаровидных глыб колеблется от 20-30 см до 1-1,5 м, размеры вывалов достигают по площади 250-300 м². Породы, слагающие такие развалы в районе Шара-Ундур-Ула, отвечают по минеральному составу пикродолеритам и плагиоклазсодержащим пикритам. По химическому составу (табл. 43) они попадают в категорию субультрамафитов. Характерен следующий парагенезис слагающих их минералов: плагиоклаз - оливин - клинопироксен - бурая роговая обманка - красно-оранжевый биотит - изредка ортопироксен - в небольших количествах хромшпинелид (мелкие включения в оливине).

Весь комплекс пород района Шара-Ундур-Ула, включая лейкограниты, рассекается многочисленными (исчисляемыми многими десятками на 1 км² площади) дайками диабазов и габбродиабазов. Эти дайки имеют мощность до 4-5 м и прослеживаются в виде параллельных рядов в северо-западном направлении на большие расстояния. Особенно контрастно они проявляются на светлом фоне гранитов.

Пикритоиды района сомона Цэл

Пикритоидные интрузии этого ареала расположены в горной системе Улан-Ярин-Хуру-Нуру южнее сомона Цэл. Они находятся в пределах крупного сложного гранитоидного плутона (рис. 58), который относится к заалтайскому гранитоидному комплексу верхнекаменноугольного возраста /Геология..., 1973/. Вмещающей для гранитов является среднедевонская вулканогенно-осадочная толща, включающая миндалекаменные базальты, андезитобазальты и соответствующего состава лавобрекчии. Вулканиды под воздействием гранитов ороговиковываются, гранитизируются и инъецируются многочисленными гранитными жилами. Гранитоиды как основной, так и дополнительное (лейкограниты) фазы характеризуются плагиоклазовым уклоном. Разновидности, богатые калиево-натриевым полевым шпатом, распространены ограниченно.

В полях гранитоидов обнаруживаются многочисленные останцы меланократовых, внешне похожих на меланогаббро пород, которые находятся в развалах и в небольших коренных обнажениях в виде шаровидных глыб. Граниты отчетливо прорывают и видоизменяют эти породы (рис. 59). Свежие разновидности последних отвечают по минеральному составу меланократовым оливиновым габбро и оливиновым габброноритам, приближающимся в ряде случаев к плагиоклаз-роговообманковым лерцолитам и шрисгеймитам. Химический их состав, включая меланогабброиды, соответствует субультрамафитовой (пикритоидной) группе пород (см. табл. 43).

Минеральный состав группы меланократовых основных пород довольно однообразен. Они сложены оливином, клино- и ортопироксенами, плагиоклазом, зелено-бурой роговой обманкой и присутствующим в небольших количествах биотитом. Структура большей частью габбровая либо субофитовая, иногда с признаками пойкилоофитовой. Ортопироксен и роговая обманка образуют в ряде случаев крупные пойкилокристы с округлыми включениями оливина и сульфидов.

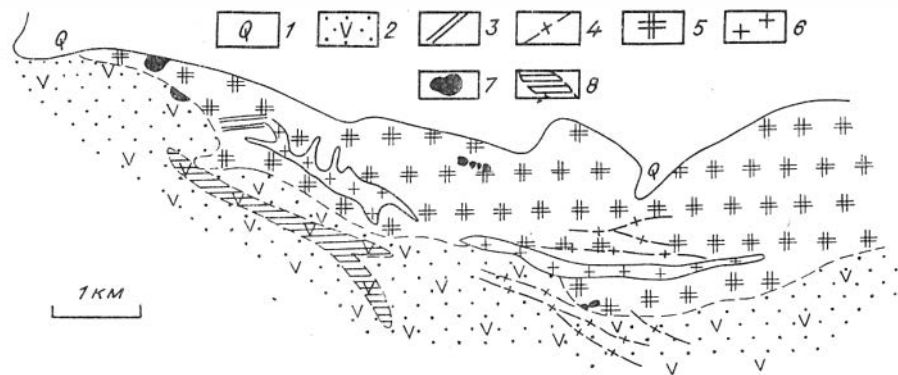


Рис. 58. Схема геологического строения участка развития пикритоидов в районе сомона Цэл (хр. Улан-Ярин-Хуру-Нуру).

1 - четвертичные отложения; 2 - эффузивно-осадочные образования D_{1-2} ; 3 - дайки диабазов; 4 - дайки мелкозернистых лейкогранитов; 5 - крупнозернистые существенно плагиоклазовые граниты; 6 - мелкозернистые лейкограниты; 7 - меланократовые оливиновые габбро и габбронориты, плагиоферролиты, меланократовые пикродолериты; 8 - зона сульфидизации.

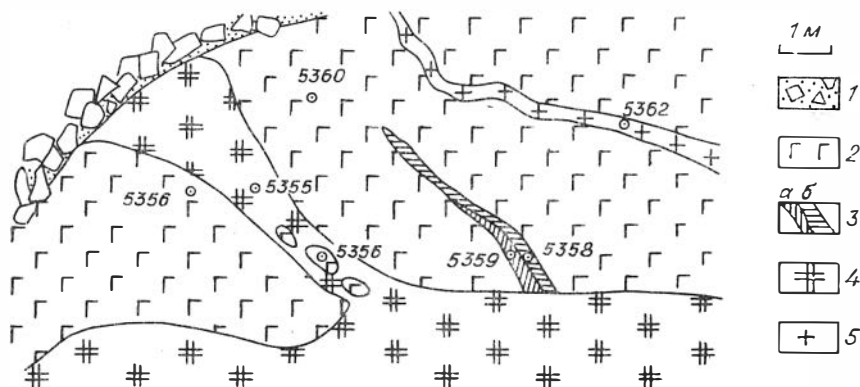


Рис. 59. Соотношение пикритоидов и гранитоидов заалтайского комплекса (C_3) - зарисовка обнажения на участке развития пикритоидов южнее сомона Цэл.

1 - делювиальные свалы; 2 - пикритоиды; 3 - жильные вебстериты (а) и меланогаббронориты (б); 4 - крупнозернистые существенно плагиоклазовые граниты; 5 - мелкозернистые лейкограниты.

Биотит, обладающий яркой оранжево-бурой окраской, развивается по роговой обманке, которая также носит черты позднемагматического минерала.

Байдарикский ареал пикритоидов

Пикритоиды этого ареала находятся в пределах Байдарикского выступа докембрийских метаморфических комплексов, в левобережье р. Байдарагин-Гол,

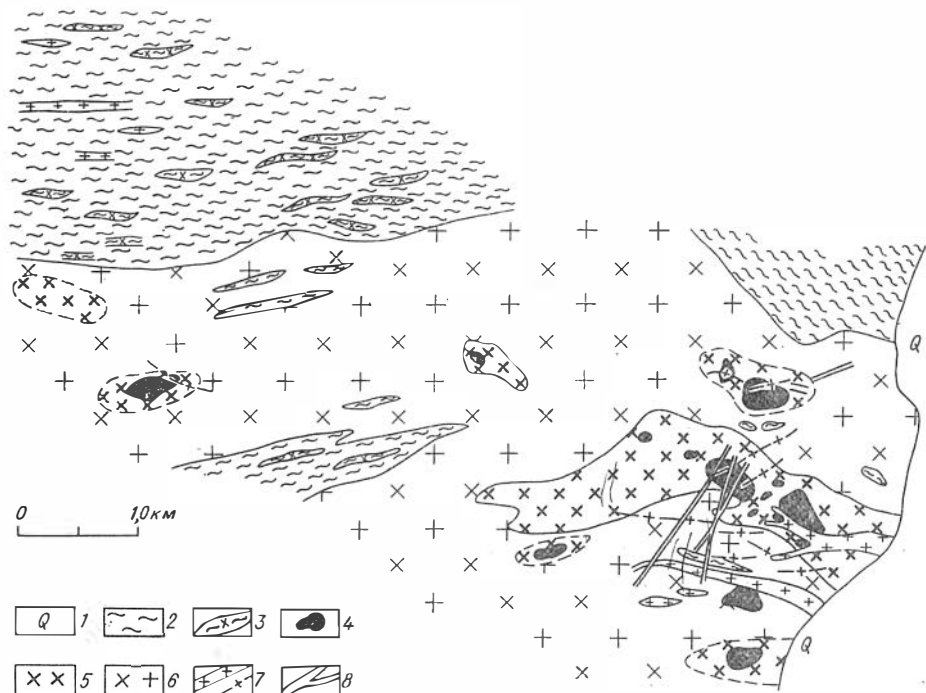


Рис. 60. Схема геологического строения участка развития пикритов в районе р. Байдарагин-Гол (западнее сомона Бумбугер).

1 - четвертичные отложения; 2 - раннепротерозойские амфиболиты, сланцы, диоритогнейсы; 3 - линзы диоритизированных сланцев; 4 - останцы пикритов; 5 - алогаббровые диоритоиды; 6 - гранитоиды пестрого состава (биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты) с останцами диоритизированных амфиболитов и сланцев; 7 - дайки и мелкие жилообразные тела гранит-аплитов, лейкогранитов; 8 - поздние дайки диабазов и плагиопорфир.

в 15 км к западу от сомона Бумбугэр. Они также образуют развалы шаровидных глыб и разрозненные коренные выходы меланократовых, макроскопически похожих на меланогаббро, пород среди более поздних (верхнекарбонных или пермских), прорывающих их гранитоидов (рис. 60). Судя по всему, это мелкие останцы и ксенолитообразные тела, находящиеся в кровле крупного гранитоидного плутона. Вмещающий метаморфический комплекс, датруемый ранним протерозоем, представлен амфиболитами и кристаллическими сланцами с линзами и прослоями диоритогнейсов /Геология..., 1973/. Пикриты окружены, как правило, ореолами метадiorитов, представляющих собой продукт изменения (диоритизации) пикритов под воздействием гранитов. Пикриты и диориты прорываются маломощными жилами лейкогранитов, сложенных кварцем, кислым плагиоклазом, микроклином (часто решетчатым) и небольшим количеством мелких чешуй хлоритизированного биотита.

По минеральному составу находящиеся в останцах породы отвечают меланократовым оливиновым габроноритам, которые содержат помимо главных породообразующих минералов переменные, но большей частью небольшие количества буровато-зеленого амфибола, образующего иногда крупные пойкилокрсты. Обогащенные оливином и амфиболом породы приближаются по составу к плагио-

глаз-роговообманковым перидотитам (шрисгеймитам). Практически все разновидности меланобазитов содержат небольшие количества зеленоватого биотита и ортопироксена, который, как и амфибол, нередко образует крупные пойкилокристы с мелкими включениями оливина, плагиоклаза и клинопироксена. В целом незначительная примесь рудных минералов представлена редкими мелкими включениями хромшпинелида в оливине и тонкораспыленным магнетитом, образующимся в качестве продукта распада при серпентинизации оливина. В табл. 43 приведены химические анализы этих пород, которые во всех случаях и по всем основным петрохимическим параметрам попадают в разряд субультрамафитов, отвечая в целом пикритоидам.

Диоритоиды представляют собой амфибол-плагиоклазовую породу с повышенными содержаниями рудного минерала (магнетита), а иногда и апатита. Обнаруживаются реликты оливина и пироксенов, свидетельствующие о первично габбровом либо пикритовом составе этих пород.

Самыми поздними секущими по отношению ко всем породам этого ареала являются дайки диабазов и кирпично-красных плагиопорфиров.

Пикритоиды района Харулын-Обо

Район Харулын-Обо находится на крайнем юго-западе Монголии. Здесь, в правобережье р. Уэнч-Гол, примерно в 7 км к юго-западу от сомона Уэнч, в поле базальтов, андезитобазальтов и андезитовых порфиров ниже-, средне- и позднего возраста обнаружены аналогичные рассматривавшимся выше развалы шаровых глыб и единичные коренные выходы меланократовых пород, очень сходных по составу с пикритоидами предыдущих ареалов. Непосредственно включающими останцы этих пород являются позднепалеозойские лейкограниты, которыми прорываются вмещающая толща вулканитов и интрузивные меланобазиты. Последние отвечают по минеральному составу меланократовым амфибол- и биотитсодержащим оливиновым габбро, переходящим в ряде случаев в амфибол-плагиоклазовые перидотиты, оливин-плагиоклазовые вебстериты и меланократовые оливиновые габбронориты. По химическому составу все перечисленные разновидности относятся к пикритоидам, попадая по главным петрохимическим параметрам в субультрамафитовую группу пород (см. табл. 43).

ПИКРОДОЛЕРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В эту ассоциацию объединяется наиболее распространенный тип герцинских габброидных интрузий, предшествующих средне- и позднепалеозойским (C_2-P_1) гранитам. В отличие от предыдущей она характеризуется более сложным составом, включая главенствующую мафитовую и второстепенную субультрамафитовую группы пород, которые иногда дополняются присутствующими совсем в малых количествах ультрамафитами (см. рис. 56). Субультрамафиты (пикритоиды) обнаруживают значительные черты сходства и общность состава с доминирующей группой пород рассмотренных выше собственно пикритоидных интрузий. Эта ассоциация в целом по характеру и времени проявления, структурному положению и пространственной сопряженности близка к пикритоидной, но включает значительное количество мафитовых пород большей дифференцированности и контрастности состава. По всей вероятности, охарактеризованные выше собственно пикритоидные интрузии следует рассматривать как менее распространенный вариант пикродолеритовых ассоциаций, для которых свойственна меньшая дифференцированность исходного расплава, обладавшего к тому же изначально несколько большей основностью.

Выделяется ряд крупных ареалов развития пикродолеритовых интрузий в герцинских структурах Южной Монголии и в зонах средне-, позднепалеозойской активизации каледонид и байкалид Северного мегаблока. На юго-западе они широко распространены в Барунхурайской зоне, образуя сближенные, но в общем обособленные ареалы в районах гор Алтан-Гасани-Ула, Бадмин-Хара-Тологой и пер. Байрта-Даба (см. рис. 2). В Хантайширской зоне известны два ареала таких интрузий: в районах горы Ундур-Хурен-Ула и оз. Бон-Цаган-Нур. В Северном мегаблоке они лучше изучены в Цаган-Шибетинской зоне глубинного разлома: в северной его части, вблизи оз. Урэг-Нур, и значительно южнее, в районе горы Морьт-Ула. Менее детально эти интрузии исследованы в Сонгинском выступе, где установлены отдельные выходы пикродолеритов в районах горы Сонгино-Хайрхан-Ула и рудопроявления Оюут-Тологой. Имеются указания на наличие аналогичных образований в Заалтайской зоне (Хухутин-Холой и Эд-рэнгийн-Нуру).

Наиболее полно изучена эта ассоциация в ареалах Барунхурайской, Хантайширской и Цаган-Шибетинской зон. В дальнейшем она характеризуется на примере именно этих ареалов.

Пикродолеритовые интрузии, ареал Алтан-Гасани-Ула

В районе вершины горы Алтан-Гасани-Ула (юго-западный склон хр. Монгольский Алтай), расположенной в левобережье р. Бодончин-Гол в поле гранитов и связанных с ними диоритоидов, закартировано несколько разобщенных крупных скоплений шаровидных глыб (развалов, коренных обнажений) очень свежих габброидов, варьирующих по составу от лейкократовых габбродолеритов до пикритоидов (рис. 61). Вмещающая толща представлена комплексом вулканогенно-осадочных пород, возраст которых определяется В.А. Федоровским как ранне-, среднедевонский /Геология..., 1973/. Среди эффузивов преобладают андезиты и андезитодациты. Гранитоиды относятся к верхнекарбоневой монзонит-граносинит-гранитовой формации /Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/.

Габбродолериты находятся в кровле гранитоидного плутона в виде скопленных сближенных останцов и ксенолитов, по которым реконструируются в этом и ряде других ареалов очертания отдельных интрузивных тел габброидов (см. рис. 61). Эти тела явно прорываются, дезинтегрируются и преобразуются гранитами. Вблизи и вокруг останцов габбродолеритов обнаруживаются весьма пестрые, переменного состава диоритоиды с реликтами минералов габбро, которые являются продуктами диоритизации (под воздействием гранитов) габбродолеритов и пикритоидов. На вершине горы Алтан-Гасани-Ула наблюдаются многочисленные впаиваемые в граниты ксенолиты габброидов размерами от 5-10 до 50 см. В лейкократовых гранитах дополнительной фазы габбровые ксенолиты имеют резкие границы. В крупнозернистых более пестрых по составу гранитах основной фазы они окружены, как правило, оторочкой апогаббровых диоритов.

Габброиды в свежем состоянии представлены оливиновыми разновидностями, варьирующими по меланократовости от лейко- до меланократовых габбродолеритов, близких по составу к пикритам (табл. 44). Темноцветные минералы представлены оливином, клинопироксеном и развитыми более ограниченно роговой обманкой и биотитом. Обогащенные оливином и роговой обманкой породы приближаются по составу к шрисгеймитам. Ярко окрашенный оранжево-бурый биотит ассоциирует с титаномagnetитом и выступает как минерал позднемагматический. Связанные с гранитами изменения (диоритизация) сопровождаются амфиболитизацией и хлоритизацией темноцветных минералов, соскритизацией и деанортитизацией плагиоклаза, появлением кварца, отмечаются повышенные содержания сфена и апатита.

Таблица 44. Химический состав пород пиклолеритовой формации Барунхурайской зоны Юго-Западной Монголии

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.л.	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Гора Алтан-Гасани-Ула														
1	Кр5931	42,02	1,20	12,64	4,46	11,07	0,23	19,60	6,22	1,50	0,43	0,57	0,15	100,09
2	Кр5930	42,45	1,03	10,94	3,95	10,63	0,23	20,40	5,22	1,50	0,60	1,42	0,27	98,64
3	Кр5891	44,09	0,88	12,37	3,69	9,68	0,18	19,80	5,89	1,91	0,35	0,53	0,17	99,54
4	П6689А	44,27	1,65	12,03	2,09	12,10	0,23	17,52	6,31	2,05	0,69	0,05	0,31	99,30
5	Кр5888	44,50	0,63	12,28	2,89	9,97	0,20	19,51	6,34	1,76	0,32	0,76	0,16	99,32
6	И2834	44,62	0,90	12,66	1,98	9,15	0,22	17,83	7,21	2,11	0,52	1,99	0,19	99,38
7	Кр5887	45,06	0,95	13,63	3,80	8,30	0,16	16,93	6,95	2,18	0,44	1,43	0,18	100,01
8	И2842	45,12	0,61	10,30	2,45	10,35	0,20	22,83	5,89	1,71	0,35	1,29	0,11	101,21
9	П6698А	45,12	1,05	13,06	2,75	8,65	0,18	16,77	7,15	2,00	0,63	2,46	0,21	100,03
10	И2845	45,57	0,64	11,18	1,86	9,78	0,20	18,94	7,40	1,94	0,45	1,70	0,09	99,75
11	Кр5897	45,90	0,85	13,99	3,62	8,74	0,17	15,04	7,74	2,26	0,40	0,50	0,15	99,36
12	И2833	45,97	1,05	15,46	2,72	7,50	0,16	13,23	8,83	2,38	0,49	1,90	0,23	99,92
13	Кр5907	46,07	0,95	13,63	3,7	8,95	0,17	14,76	7,07	2,10	0,95	1,17	0,20	99,72
14	Кр5889	46,21	1,03	13,36	4,25	9,25	0,18	14,23	7,74	2,44	0,40	0,64	0,15	99,88
15	И2850	46,25	0,74	12,00	2,55	9,92	0,20	19,19	6,73	2,05	0,47	1,10	0,11	101,31
16	Кр5917	46,59	1,33	18,92	5,66	6,26	0,16	7,78	8,86	2,96	0,77	0,80	0,27	100,36
17	Кр5905	46,96	0,98	13,54	3,97	7,64	0,17	14,52	6,67	2,48	1,10	0,22	0,20	98,45
18	Кр5899	46,98	1,13	14,34	3,62	8,81	0,20	12,14	9,31	2,70	0,48	0,18	0,21	100,10
19	П6688	47,00	2,01	16,41	3,69	8,83	0,18	8,56	7,99	3,10	1,05	0,49	0,42	99,73
20	П6683	47,08	1,73	16,60	3,98	7,74	0,18	8,61	8,83	2,90	0,90	0,88	0,35	99,78
21	П6694А	47,60	1,40	16,46	2,92	7,26	0,17	7,98	11,36	2,80	0,41	1,64	0,24	100,24
22	П6693	47,74	1,39	16,46	3,31	6,47	0,16	8,48	11,08	2,95	0,54	1,38	0,25	100,21
23	П6691	48,16	1,14	16,98	2,69	6,89	0,15	8,69	11,64	2,50	0,57	1,23	0,23	100,87
24	П6692А	48,32	1,40	16,28	3,27	7,14	0,16	7,90	11,36	2,90	0,41	1,31	0,22	100,67
Гора Бадмин-Хара-Тологой														
25	Кр6015	37,97	0,43	7,17	5,95	7,79	0,19	27,05	3,54	0,23	0,07	8,42	0,18	98,99

Окончание табл. 44

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
26	Кр5974	46,32	1,10	16,32	3,64	7,50	0,16	11,11	9,42	2,36	1,15	0,73	0,29	100,10
27	Кр5985	46,64	1,30	15,15	5,07	8,37	0,17	11,25	7,01	2,92	1,33	0,53	0,36	100,10
28	Кр5992	46,68	1,23	15,78	3,06	9,46	0,18	11,41	8,13	2,76	1,10	0,31	0,35	100,45
29	Кр5984	46,78	1,20	16,14	2,75	7,94	0,16	10,68	8,64	2,76	1,11	0,44	0,28	98,88
30	Кр5990	46,85	1,08	19,27	2,57	7,21	0,13	9,11	9,53	2,54	0,80	0,46	0,19	99,70
31	И6775	47,03	1,52	16,70	3,17	7,50	0,15	10,49	7,85	2,86	1,36	1,63	0,48	100,74
32	Кр5993	47,04	1,30	16,41	3,30	8,52	0,17	10,16	8,36	2,96	1,30	0,52	0,36	100,40
33	Кр5991	47,2	1,43	15,60	4,51	8,15	0,18	10,32	7,46	3,16	1,40	0,37	0,35	100,13
34	Кр5987	47,21	1,23	17,21	3,88	7,28	0,16	9,76	8,35	2,92	1,11	0,58	0,28	99,97
35	Кр5986	47,27	1,33	17,39	4,13	7,40	0,15	8,47	8,69	2,92	1,33	0,60	0,35	100,13
36	П6769	47,32	1,53	17,95	3,00	7,74	0,15	8,08	8,27	3,30	1,36	1,62	0,38	100,70
37	Кр6008	47,68	1,25	16,94	5,26	6,84	0,16	8,35	9,42	2,90	1,05	0,67	0,23	100,75
38	Кр6004	46,69	1,15	18,29	3,66	6,19	0,13	7,98	9,87	3,04	1,10	0,54	0,27	99,91
39	Кр6007	47,73	1,13	17,57	4,49	6,55	0,15	7,78	9,70	2,96	1,10	0,79	0,29	100,24
40	Кр5994	48,12	1,25	17,57	3,65	7,13	0,16	8,55	8,52	3,10	1,35	0,54	0,32	100,26
41	Кр6013	48,75	1,75	15,60	4,77	6,48	0,16	5,89	8,02	3,60	2,14	2,03	0,62	99,81
42	Кр5975	50,13	0,88	20,08	3,08	3,20	0,10	5,48	10,37	3,28	1,33	2,11	0,18	100,22
43	П6776	51,45	2,37	15,30	3,83	6,29	0,16	6,01	7,59	3,62	1,95	0,40	1,29	100,26
44	И2906	53,41	1,97	15,21	3,05	6,23	0,13	3,40	7,12	3,89	2,70	1,93	0,83	99,87
45	П6781	53,76	1,97	15,64	3,17	6,30	0,14	4,85	7,15	3,76	2,48	0,28	0,97	100,47
46	П6781	53,76	2,10	15,41	3,45	6,05	0,14	4,44	6,59	3,90	2,72	0,97	1,16	100,69
47	И2902	54,16	1,59	18,02	3,21	4,30	0,11	3,84	7,71	4,36	1,91	1,47	0,63	101,61

Примечание. Анализы выполнены в химических лабораториях ПГО "Запсибгеология" и ИГиГ СО АН СССР.

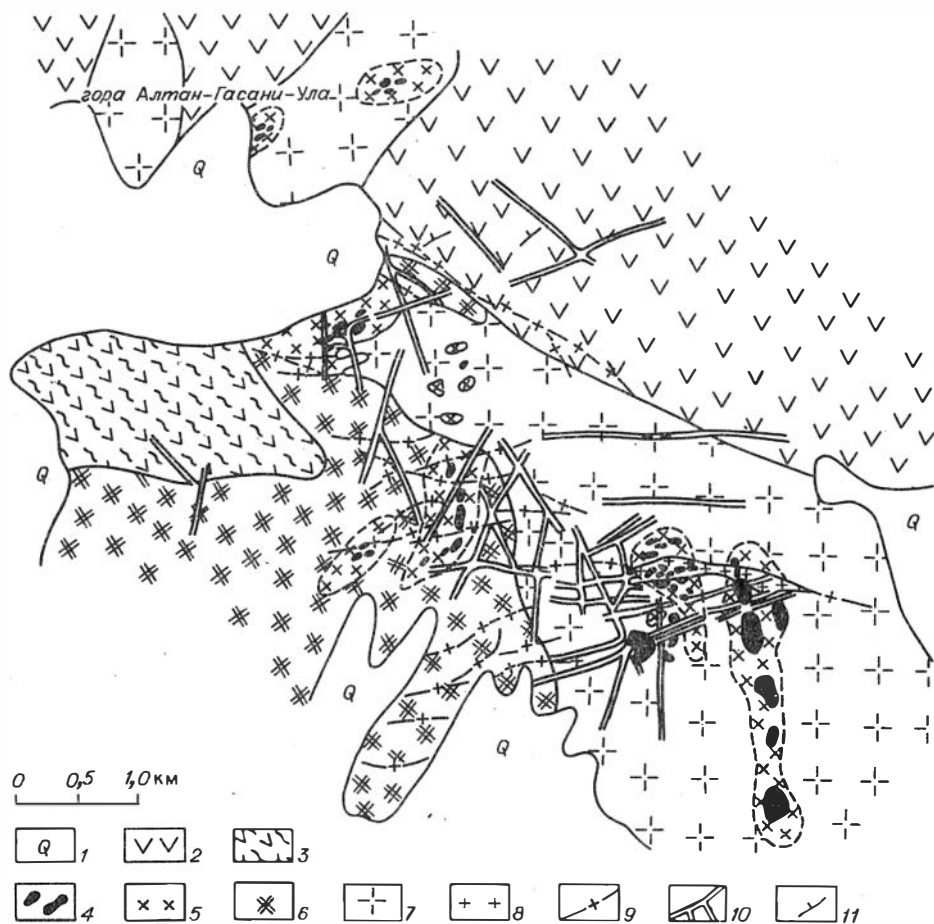


Рис. 61. Схема геологического строения участка развития пикродолеритов в районе вершины Алтан-Гасани-Ула.

1 - четвертичные отложения; 2 - вулканогенные образования, преимущественно андезитового и андезитобазальтового состава (D_{1-2} по В.А. Федоровскому); 3 - эффузивно-сланцевые метаморфизованные толщи; 4 - участки развития пикродолеритов; 5 - апогаббровые диоритоидные метасоматиты; 6 - диоритоидная группа пород нерасчлененная (диоритизированные эффузивы, апогаббровые диориты и др.); 7 - гранитоиды монзонит-граносиенит-гранитовой формации (C_3); 8 - крупнопорфировидные биотитовые граниты; 9 - дайки гранит-аплитов; 10 - дайки диабазов, габбродиабазов, реже - лампрофиров; 11 - элементы залегания слоистости.

Самыми поздними и в этом ареале являются многочисленные, контрастно выделяющиеся на фоне гранитов дайки диабазовых порфиров, диабазов и габбродиабазов.

Пикриты и долериты этого ареала находятся в приконтактной части и в кровле крупного Байртинского гранитоидного плутона, принадлежащего к той же, что и в районе Алтае-Гасани-Ула, верхнекарбоневой монзонит-граносиенит-гранитовой формации (рис. 62). Наиболее глубоко вскрытые части этого плутона сложены грубозернистыми порфиридовидными биотит-роговообманковыми гранитами. Ближе к кровле они переходят в мелкозернистые лейкограниты, которые на-

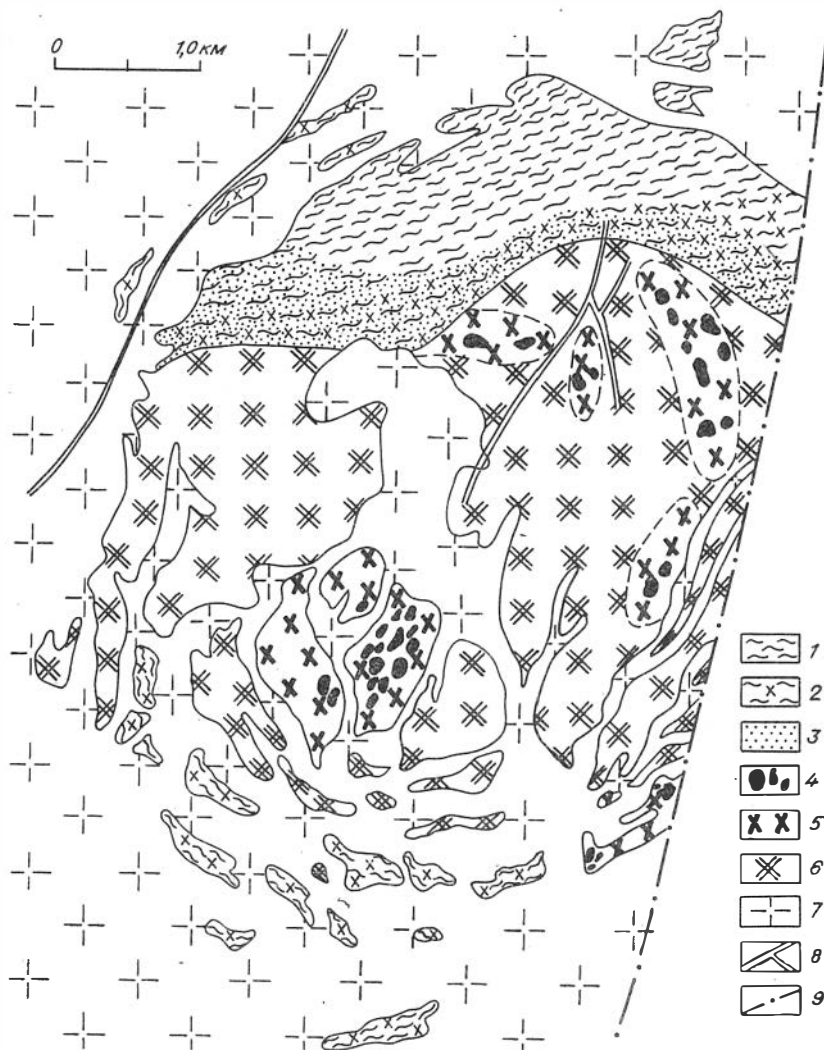


Рис. 62. Схема геологического строения участка развития пикродолеритов в районе вершины Бадмин-Хара-Тологой (по С.П. Гавриловой 1975/ с добавлениями и интерпретацией авторов).

1 - метаморфизованная эффузивно-сланцевая толща; 2 - диоритизированные вмещающие породы; 3 - ороговикование; 4 - останцы пикродолеритов; 5 - апогаббровые диориты; 6 - нерасчлененная диоритоидная группа пород (диоритизированные вмещающие породы, апогаббровые диориты, микродиориты и др.); 7 - калинатровые амфибол-биотитовые граниты с фациями граносиенитов; 8 - дайки диабазов; 9 - тектонические нарушения.

сыщены мелкими останцами и ксенолитами, в различной степени переработанных эффузивов и сланцев. Среди образованных таким путем диоритов и сиенито-диоритов обнаруживаются отдельные коренные выходы и многочисленные развалы шаровидных глыб свежих базитов, принадлежащих к ассоциации догранитных пикродолеритовых интрузий. Они варьируют по составу от лейкократовых габбро-долеритов до пикритов, аналогичных по минералогическим и петрохимическим свойствам пикродолеритам района Алтан-Гасани-Ула. Судя по находкам в некоторых развалах этого ареала отдельных глыб серпентинитов, в ассоциации с пикритами и габбродолеритами в данном случае возможны ультрамафиты.

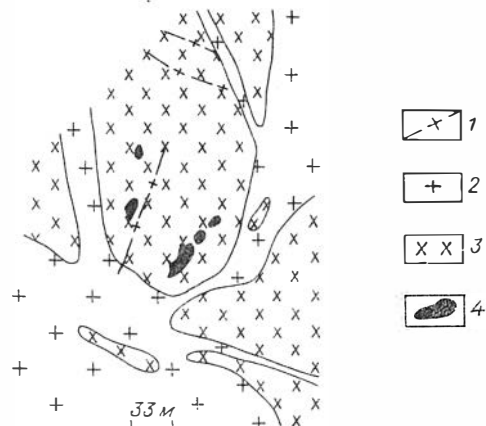
Скопления останцов и ксенолитов свежих габброидов с оторочками апогаббровых диоритов позволяют и здесь восстановить в какой-то степени первичные формы и размеры пикродолеритовых интрузивов, нарушенных в дальнейшем более поздними гранитами (см. рис. 62). Как и в районе Алтан-Гасани-Ула, это, по всей вероятности, малые дайкообразные и штоковидные тела, образующие плотные рои (ареалы). Самым поздним и на этом участке является дайковый комплекс диабазов и габбродиабазов, секущий все породы, включая лейкограниты.

Пикриты и долериты района перевала Байрта-Даба

В районе пер. Байрта-Даба среди гранитоидов верхнекарбоневой монцит-граносиенит-гранитовой формации выявлено несколько небольших по площади останцов габброидов, аналогичных по составу пикродолеритовым интрузиям ара-

Рис. 63. Схема геологического строения участка развития пикродолеритов в районе перевала Байрта-Даба (южнее сомона Булган на крайнем юго-западе МНР).

1 - дайки мелкозернистых лейкогранитов; 2 - гранитоиды монцит-граносиенит-гранитовой формации (С₃); 3 - диориты, кварцевые диориты, в том числе апогаббровые; 4 - пикродолериты.



лов Алтан-Гасани-Ула и Бадмин-Хара-Тологой. В этих породах отчетливо проявлены офитовая и пойкилоофитовая структуры. Пойкилоокристы образованы роговой обманкой, ортопироксеном и биотитом. Вариации по меланократовости пород и другим особенностям состава те же, что и в пикродолеритовых интрузивах рассмотренных выше ареалов. Характер проявления останцов габброидов и восстанавливаемые по ним первичные формы пикродолеритовых интрузивов также аналогичны таковым в предыдущих ареалах (рис. 63).

Пикриты и долериты района оз. Бон-Цаган-Нур

Пикродолеритовые интрузии района оз. Бон-Цаган-Нур находятся в юго-восточной части Хантайширской зоны. Здесь, в левобережье р. Хулсын-Гол, в поле позднепалеозойских (С-Р) гранитоидов, возраст которых более точно не устанавливается, встречены сравнительно крупные сближенные останцы очень свежих ультраосновных и основных пород. Эти останцы окружены диоритами явно апогаббрового генезиса и более пестрыми, в целом менее основными диоритоидами, связь которых с габброидами однозначно не выявляется (рис. 64).

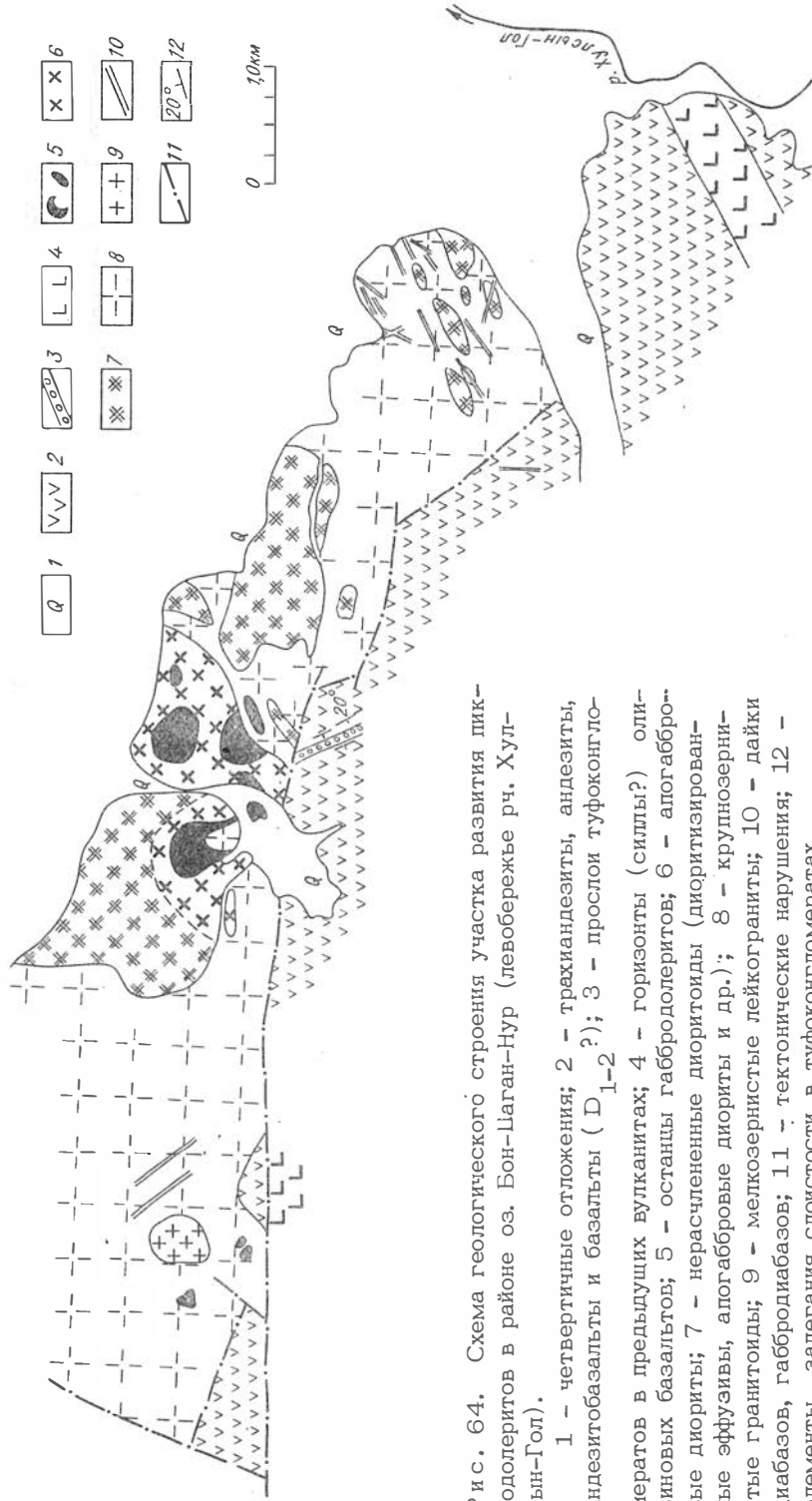


Рис. 64. Схема геологического строения участка развития пикролитов в районе оз. Бон-Саган-Нур (левобережье рч. Хулсын-Гол).

1 - четвертичные отложения; 2 - трахиандезиты, андезиты, андезитобазальты и базальты (D_{1-2} ?); 3 - прослой туфокогнолитов в предъядущих вулканитах; 4 - горизонты (силлы?) оливиновых базальтов; 5 - останцы габродолеритов; 6 - апогабровые диориты; 7 - нерасчлененные диоритоиды (диоритизированные эффузивы, апогабровые диориты и др.); 8 - крупнозернистые гранитоиды; 9 - мелкозернистые лейкограниты; 10 - дайки диабазов, габродиабазов; 1.1 - тектонические нарушения; 12 - элементы залегания слоистости в туфокогнолитах.

Таблица 45. Химические составы пород пикродиоритовой формации Хантайгирской зоны, Монголии

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.п.	P ₂ O ₅	Сумма
Гора Ундур-Хурен-Ула														
1	Кр54449	41,11	1,94	9,23	2,94	13,42	0,20	19,60	5,35	1,37	0,54	3,09	0,69	99,48
2	Кр5457	41,65	2,88	10,42	3,26	12,77	0,24	16,91	6,59	1,75	0,40	1,18	0,82	98,87
3	Кр5448	42,07	1,99	9,17	2,03	12,33	0,18	19,94	4,92	1,50	0,59	2,92	0,74	98,38
4	П6119	46,09	1,50	17,70	2,87	7,56	0,24	9,61	9,23	2,32	0,30	1,69	0,40	99,51
5	П6117	46,17	1,43	17,70	3,39	7,73	0,22	7,92	9,75	2,21	0,35	1,91	0,46	98,88
6	П6124А	46,48	2,34	16,79	3,58	8,99	0,31	7,22	8,71	2,48	0,44	1,49	0,55	99,38
7	П61288	46,60	1,46	18,07	2,81	7,71	0,27	8,45	8,72	2,18	0,55	2,32	0,42	99,56
8	Кр5460	46,61	1,22	18,89	2,45	6,74	0,14	8,17	7,77	2,60	0,68	1,49	0,29	97,05
9	П6128	46,78	1,61	16,99	3,12	8,10	0,23	7,76	9,25	4,14	0,33	1,42	0,60	100,33
10	П6124	46,96	2,05	16,97	3,24	8,64	0,26	7,43	9,01	2,80	0,45	1,43	0,50	99,74
11	П6128А	46,99	1,60	17,86	2,02	8,78	0,20	7,85	9,15	2,22	0,37	1,41	0,48	98,93
12	Кр5459	47,15	1,19	19,13	1,86	6,51	0,10	8,12	8,58	2,59	0,54	3,32	0,37	99,46
13	Кр5450	47,23	1,01	19,03	2,41	6,48	0,09	9,27	8,27	2,55	0,59	2,35	0,45	99,73
14	П6121	47,46	1,06	19,05	2,61	7,13	0,49	9,40	9,08	2,43	0,35	1,21	0,31	100,58
15	Кр5458	47,55	1,30	18,42	2,50	6,30	0,13	8,91	8,58	2,37	0,59	2,33	0,37	99,35
16	П6128Б	47,56	1,27	17,86	3,20	7,16	0,22	8,01	8,78	2,35	0,44	1,28	0,45	98,58
17	Кр5451	47,98	1,08	19,33	2,45	6,27	0,09	8,65	8,14	2,74	0,68	2,56	0,38	100,35
18	П6113	48,16	1,60	17,04	4,19	7,40	0,22	7,27	7,82	2,84	0,65	1,27	0,44	98,90
19	П6100	49,77	1,32	17,36	3,56	6,20	0,23	6,30	8,21	3,18	1,23	2,52	0,43	100,31
20	П61077	49,88	2,12	16,54	3,34	7,42	0,31	5,57	7,83	3,12	1,30	1,22	0,55	99,20
21	П6101	49,99	1,73	16,92	4,24	5,91	0,22	5,96	8,58	1,11	0,83	2,35	0,48	98,32
Оз. Бон-Цаган-Нур														
22	Кр6099	39,88	2,20	16,41	11,55	7,50	0,11	7,06	12,79	1,36	0,12	0,67	0,07	99,72
23	П6930	40,32	1,20	8,42	6,74	6,83	0,19	26,97	4,35	1,25	0,42	4,02	0,20	100,91
24	П6931	41,18	0,61	8,58	5,52	7,93	0,19	27,17	4,63	1,08	0,28	4,54	0,18	101,89
25	П6924	41,74	0,95	9,59	3,83	10,04	0,21	24,04	4,63	1,50	0,57	3,06	0,41	100,57
26	П6922	42,02	0,45	11,32	3,13	9,44	0,21	23,33	5,89	1,17	0,34	3,96	0,20	101,46
27	6929	42,3	0,53	14,44	3,18	7,08	0,14	20,00	7,29	1,24	0,35	3,27	0,10	99,92
28	Кр6098	43,03	0,70	21,52	5,67	5,68	0,11	8,35	9,70	1,83	0,34	2,40	0,14	99,47
29	И2993	44,56	0,77	16,98	2,35	7,14	0,14	13,33	8,27	2,20	0,47	1,70	0,28	98,19
30	Кр6096	44,87	1,18	14,43	5,02	7,06	0,18	12,02	8,41	2,34	0,51	1,87	0,50	98,39
31	И2980	45,46	0,84	21,32	2,45	6,17	0,12	8,50	10,03	2,47	0,42	1,47	0,18	99,43
32	И2979	45,73	0,70	20,71	3,98	5,75	0,11	8,87	9,48	2,48	0,38	1,34	0,17	99,70
33	И2984	46,11	0,50	22,23	3,29	5,51	0,11	8,88	10,09	2,30	0,25	1,56	0,16	100,99
34	П6927	46,25	1,29	17,86	3,57	6,53	0,15	9,60	11,08	2,96	0,41	0,44	0,35	100,49
35	И2981	46,07	0,44	22,44	3,53	5,93	0,10	8,18	10,37	2,35	0,23	1,58	0,22	102,04
36	Кр6097	46,74	1,05	18,74	5,85	4,22	0,13	7,50	9,31	3,10	0,45	1,75	0,35	99,19
37	И2976	50,23	1,22	18,55	3,27	5,68	0,15	5,84	7,60	3,89	1,25	1,91	0,35	99,94

Примечание. Анализы выполнены в химических лабораториях ГГО "Залсибгеология" и ИГиГ СО АН СССР.

Степень дифференцированности пикродолеритовых тел в данном случае весьма значительна. Слагающие их породы варьируют по меланократовости от лейкократовых габбро и габбро-долеритов до плагиоперидотитов, отвечающих по химическому составу ультрамафитам (табл. 45). Это, по всей вероятности, обусловлено относительно большими размерами первичного габбрового интрузива. Крупные, тесно сближенные останцы свежих ультраосновных и основных пород составляют в совокупности с окружающими их апогаббровыми диоритами около 4 км². С учетом всего поля диоритоидов, вмещающего пикродолеритовые тела и апогаббровые диориты, эта площадь удваивается (см. рис. 64). Породы мафитовой группы сложены преимущественно слабозональным плагиоклазом, оливином, клинопироксеном, буро-зеленой роговой обманкой и относительно меньшим количеством яркого оранжево-бурого биотита. Среди субультрамафитов и мафитов, наряду с пикритами и плагиоперидотитами, встречаются роговообманковые разновидности, приближающиеся по составу к шригсеймитам. Микроструктура пород габбровая либо субофитовая, в роговообманковых разновидностях проявляется пойкилоофитовое строение.

Геологическая и возрастная позиция интрузивных образований района, включая пикродолеритовые, не вполне определенная. Вмещающей для них является эффузивная толща лилово-черных и бурых базальтов, андезитобазальтов и трахиандезитов, включающих sillлы оливиновых базальтов. Возраст этой толщи, прежде считавшийся раннесреднедевонским, определяется в последнее время как раннепермский. Граниты преимущественно биотит-роговообманковые с дополнительной фазой лейкогранитов контактируют с эффузивами по тектоническим нарушениям. Таким образом, время их становления достоверно не устанавливается. Также невыясненным остается возраст пикродолеритового комплекса, который может быть по аналогии с другими интрузиями этого типа карбоновым.

Пикриты и долериты района горы Ундур-Хурен-Ула

Этот район находится в северо-западной части Хантайширской зоны вблизи вершины Ундур-Хурен-Ула. Геологическая обстановка характеризуется здесь столь же неоднозначно, как и в районе оз. Бон-Саган-Нур. Вмещающая андезитобазальтовая толща (трахиандезиты, андезиты, андезитобазальты, базальты), ранее считающаяся верхнедевонской, в дальнейшем отнесена С.П. Гавриловой /Континентальный вулканизм..., 1983/ к вулканитам пермского возраста. Эффузивы прорываются, подвергаясь на больших площадях диоритизации и сиенитизации, биотит-роговообманковыми гранитами, граносиенитами и кварцевыми сиенитами предположительно пермского интрузивного комплекса.

В полях гранитов и сиенитов и особенно часто среди диоритизированных и сиенитизированных пород встречаются, образуя многочисленные очень малые по площади развалы шаровидных глыб, пикриты и габбродолериты, большей частью также измененные (амфиболизированные, диоритизированные, сиенитизированные), но иногда очень свежие, с полностью сохранившимся первичным минеральным составом. Выявлено два ареала развития таких развалов. Один из них находится в 7-10 км северо-западнее руч. Улан-Хамарин-Гол, другой - примерно на таком же расстоянии юго-восточнее этого ручья. Обращают на себя внимание различия в составе пород этих ареалов. В первом случае они представлены исключительно габброидами преимущественно мезократового и, реже, лейкократового состава. Во втором - степень дифференцированности пород заметно большая, они варьируют по меланократовости от лейкократовых габбродолеритов до пикритоидов субультрамафитового ряда (см. табл. 45).

Свежие, не затронутые изменениями, породы пикродолеритового комплекса сложены основным плагиоклазом, который доминирует в габброидах и присутствует в относительно небольших количествах в пикритах, оливином, клинопироксеном и, в меньшей мере, буро-зеленой роговой обманкой, значение которой

возрастает в измененных разновидностях пород. Отмечаются несколько повышенные по сравнению с аналогичными породами других районов содержания биотита и титаномагнетита. Ортопироксен встречается крайне редко. Структуры преимущественно габбровые и субофитовые, иногда пойкилоофитовые. Изменения, связанные с диоритизацией и сиенитизацией габброидов в зоне влияния более поздних гранитов и сиенитов, выражаются в их амфиболитизации и фельдшпатизации, в некоторых разновидностях появляется кварц, иногда обнаруживаются повышенные концентрации магнетита и титаномагнетита.

Пикриты и долериты Урэг-Нурского ареала

Пикродолеритовые интрузии этого ареала находятся на крайнем северо-западе Монголии, в районе оз. Урэг-Нур, в северной части Чаган-Шибетинской зоны глубинного разлома (см. рис. 2). Вместе с ними проявлены более поздние малые интрузии высокотитанистых повышенной щелочности габбродиабазов, которые ранее объединялись с пикродолеритами в единый урюкнурский комплекс /Геология..., 1973/. Нами габбродиабазовые интрузии выделяются в силу ряда специфических особенностей их состава в самостоятельный тип габброидных ассоциаций, который рассматривается в дальнейшем особо. В урэгнурском ареале эти интрузии следуют за пикродолеритовыми, отчетливо их прорывая (рис. 65).

Пикродолеритовые интрузии представлены небольшими по размерам гипабиссальными пластинообразными трещинными, а также дайко- и силлообразными телами, прорывающими ниже- и среднедевонские вулканогенно-осадочные отложения. Это единственный случай проявления такого рода интрузий отдельно от гранитов внутри вулканогенно-осадочной толщи. Преобладающим типом пород являются габбродолериты, с которыми ассоциируют имеющие подчиненное значение пикритоиды субультрамафитовой группы пород (табл. 46). Для всех пород характерен следующий минеральный парагенезис: оливин - клинопироксен - плагиоклаз - роговая обманка - оранжево-бурый биотит - титаномагнетит. Биотит присутствует в меньших количествах, чем в аналогичных породах других районов. Ортопироксен не характерен. В оливине содержится большое количество мелких включений хромшпинелидов. Микроструктуры преимущественно субофитовые, габбровые и пойкилоофитовые.

Пикродолеритовые интрузии района горы Морьт-Ула

В средней части Чаган-Шибетинской зоны глубинного разлома, в левобережье р. Кобдо (около 60 км от ее устья), на юго-западных склонах хр. Алтан-Хухэй выделяется комплекс габброидов и сиенитов, который характеризуется С.П. Гавриловой как габбро-сиенитовый массив верхнедевонско-нижнекаменноугольной габбро-сиенит-гранитовой формации /Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/. При детальном исследовании этого участка выявляются признаки рассмотренных выше проявлений пикродолеритовых интрузий.

Свежие разновидности биотитсодержащих

Рис. 65. Соотношение пикродолеритов с габбродиабазами - зарисовка обнажения в верховьях руч. Чаган-Шибетэ (район оз. Урэг-Нур).

1 - делювиальные свалы; 2 - пикродолериты; 3 - габбродиабазы урюкнурского комплекса; 4 - пегматоидные габбродиабазы.

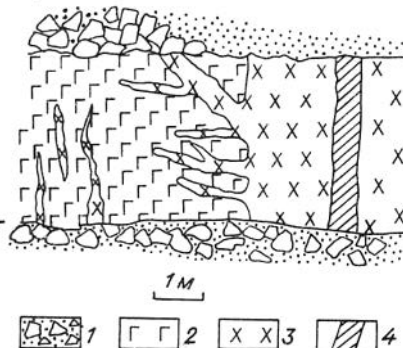


Таблица 46. Химический состав пород пикродолеритовой формации Чаганшибетинской зоны Северо-Западной Монголии

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.л.	P ₂ O ₅	Сумма
Хр. Чаган-Шибету														
1	Кр5715	42,30	1,30	6,21	0,01	14,30	0,22	28,46	4,26	1,30	0,32	1,68	0,17	100,52
2	Кр5714	43,90	1,40	11,60	0,03	11,22	0,18	20,90	6,72	1,40	0,39	2,90	0,16	100,77
3	И2136	45,40	1,47	17,21	11,69	0,02	0,17	8,86	11,26	2,19	0,41	1,10	0,27	100,03
4	И2141	47,26	1,46	14,92	11,80	0,01	0,17	9,36	12,55	1,94	0,22	1,02	0,25	99,95
5	Кр5712	46,60	2,00	16,80	1,37	9,48	0,18	8,60	10,31	2,82	0,56	2,02	0,14	100,88
6	Кр5716	46,70	1,50	18,50	0,20	9,01	0,17	9,60	9,57	2,53	0,54	1,89	0,18	100,39
7	Кр5717	46,80	1,50	17,90	1,00	8,37	0,17	9,96	9,10	2,47	0,39	1,78	0,19	99,63
8	Кр5718	47,50	1,80	12,00	1,85	8,06	0,17	11,02	11,14	2,06	0,39	3,45	0,11	99,55
Гора Морьг-Ула														
9	И1950	45,46	1,76	17,04	1,95	9,88	0,24	8,00	9,58	2,14	0,55	1,97	0,37	98,94
10	И1945	45,75	1,85	12,47	1,87	11,86	0,27	11,30	9,89	1,24	0,55	1,10	0,35	98,50
11	И1942	46,55	1,93	17,07	2,56	9,07	0,31	6,64	9,78	2,19	0,67	1,21	0,35	98,33
12	И1951	46,96	1,73	17,53	2,24	8,98	0,22	10,34	2,35	0,58	1,56	0,37	0,35	93,21
13	И1943	47,11	1,84	16,17	2,28	9,52	0,31	6,70	9,61	2,33	0,77	1,64	0,38	98,66
14	И1946	47,48	1,69	9,22	1,12	10,60	0,26	12,01	12,48	1,41	0,55	0,37	0,38	97,57

Примечание. Анализы выполнены в химических лабораториях ПГО "Запсайгеология" и ИГИГ СО АН СССР.

оливиновых габбро, габбродолеритов и габброноритов, иногда приближающиеся по меланократовости к пикродолеритам, встречаются здесь, как и в других районах, в виде мелких останцов и ксенолитов среди измененных (амфиболизированных и сиенитизированных) габброидов. По минеральному и химическому составу (см. табл. 46) свежие разновидности аналогичны породам пикродолеритовых интрузий других районов. Преобладают же в разной степени амфиболизированные и фельдшпатизированные породы, образованные в результате широко распространенных и интенсивно проявленных на этом участке процессов сиенитизации габброидов, что обусловлено активным воздействием на них более поздней интрузии гранитов и сиенитов. С этими процессами связано появление пестрой гаммы реакционных пород: диоритов, сиенитодиоритов, монцодиоритов и др. Вмещающей для интрузий этого ареала является вулканогенно-осадочная толща ($O_2 - S?$) гравелитов, песчаников и кислых эффузивов.

Сонгинский ареал пикродолеритовых интрузий

В южных отрогах хр. Хан-Хухэй, на площади Сонгинской структурной зоны Северного мегаблока, известно несколько узко локализованных участков проявления пикродолеритовых и габбродолеритовых малых интрузий. Они установлены, в частности, в районе Сонгино-Хайрхан и в рудном поле хорошо известного медного месторождения Оюут-Тологой. Состав пород варьирует от роговообманковых плагиоперидотитов до оливиновых габбродолеритов и габброноритов. Петрохимическая их характеристика аналогична пикродолеритовым интрузиям ранее рассмотренных ареалов (табл. 47).

ВОПРОСЫ ВОЗРАСТА ПИКРИТОИДНОЙ И ПИКРОДОЛЕРИТОВОЙ АССОЦИАЦИЙ

Как это следует из приведенных выше описаний отдельных районов и ареалов развития пикритоидных и пикродолеритовых интрузий, их возраст на основании только геологических данных однозначно не устанавливается. В большинстве случаев интрузивы пикритоидов и пикродолеритов находятся как более поздние образования среди средне-, верхнедевонских вулканогенно-осадочных комплексов, сами пикриты и габбродолериты содержатся в виде останцов и ксенолитов в кровле прорывающих их гранитоидных плутонов. Последние относятся большей частью к средне-, позднепалеозойской ($C_3 - P_1$) монзонит-граносиенит-гранитной формации (заалтайский, шараусгольский и другие комплексы). Имеются сведения (устное сообщение А.В. Кравцева) о том, что в Заалтайской зоне в хр. Эдрэнгийн-Нуру пикритоиды прорывают ранне-, среднекарбовую гунхудукскую вулканогенную свиту. В Хантайширской зоне пикродолеритовые интрузивы и прорывающие их граниты и сиениты находятся среди вулканогенных пород предположительно пермского возраста, хотя достоверные взаимоотношения пикродолеритов и вулканитов в этом случае не установлены. Таким образом, по геологическим данным возраст пикродолеритовых интрузий находится в широком диапазоне: от позднего девона до ранней перми, причем не исключено, что время их проявления в различных структурных зонах несколько меняется, как и следующие за ними гранитов.

Оригинальные впервые полученные калий-аргоновым методом данные возраста биотитов из пород пикродолеритовых интрузий (табл. 48) находятся в меньшем интервале времени: 304-361 млн лет, что отвечает верхнему девону - среднему карбону. Причем относительно более ранними оказываются пикритоиды и пикродолериты Барунхурайской зоны и других районов Южной Монголии (310-361 млн лет), а несколько более поздними, как и по геологическим данным, пикродолериты Хантайширской зоны (304-317 млн лет). В общем же эти циф-

Таблица 47. Химический состав пород пикродиоритовой формации Сонгинской зоны Северо-Западной Монголии

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.п.	P ₂ O ₅	Сумма
Рудопроявление Оюут-Тологой														
1	Кр5752	42,00	0,65	7,60	4,85	9,50	0,22	24,3	3,25	1,04	0,78	5,79	0,16	100,14
2	И2714	43,90	1,60	10,17	6,16	7,15	0,14	12,84	9,32	1,51	1,06	3,48	0,08	97,41
3	Кр5757	44,60	2,25	16,40	6,10	6,26	0,19	8,60	8,70	2,65	0,78	3,00	0,33	99,86
4	Кр5754	45,40	0,85	9,70	3,44	8,20	0,18	20,60	4,80	1,43	0,95	3,68	0,24	99,47
5	И2736	46,40	1,72	17,00	5,76	6,17	0,2	5,16	9,20	3,51	1,06	1,98	0,45	98,61
6	Кр5755	47,00	0,68	10,00	2,89	8,30	0,17	20,20	5,40	1,25	0,80	2,38	0,16	99,33
7	2075	47,36	1,78	11,96	5,86	7,47	0,14	9,80	8,94	2,16	1,10	2,45	0,26	99,28
8	СКВ13	47,70	1,26	11,96	3,72	8,05	0,11	10,79	8,12	1,90	1,00	2,18	0,04	96,83
9	И2740	48,43	1,33	20,10	4,99	5,04	0,14	3,75	8,89	4,16	1,01	1,18	0,64	99,66
10	Кр5756	49,50	0,85	6,70	3,30	11,60	0,43	18,80	5,40	0,79	0,30	2,00	0,24	99,91
11	Кр5753	48,70	1,24	10,90	2,40	9,10	0,21	16,60	5,50	1,68	0,74	1,67	0,20	99,94
Гора Сонгино-Хайрхан-Ула														
12	И2770	43,94	0,67	7,24	2,72	9,50	0,18	25,90	4,98	1,35	0,58	2,22	0,25	99,53
13	И2769	43,95	0,63	6,86	2,82	9,79	0,19	25,88	4,77	1,35	0,58	2,30	0,25	99,37
14	И2766	44,83	0,72	8,24	3,08	9,64	0,18	22,94	5,76	1,62	0,53	1,84	0,25	99,63
15	И2767	45,00	0,75	8,57	2,85	9,88	0,19	23,07	5,22	1,73	0,53	1,75	0,26	99,80
16	И2272	49,00	0,25	21,2	1,08	4,79	0,10	9,19	9,45	2,80	0,40	1,21	0,20	99,67
17	И2773	49,20	0,25	21,79	0,93	4,86	0,09	8,66	9,29	3,02	0,48	0,92	0,18	99,67

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Л.С. Зоркина и С.Н. Студий.

Таблица 48. Калий-аргоновые определения по биотитам из пород герцинской пикритоидной и пикродолеритовой ассоциаций Западной Монголии

№ п/п	№ пробы	Содержание		Ar ⁴⁰ /K ₄₀	Ar ⁴⁰ рад%	Ar ⁴⁰ общ	Возраст, млн лет	Возраст по геохр. шкале
		K, %	Ar ⁴⁰ , нг/г					
1	И2344	3,65	99,7	0,02291	-	-	357	D ₃
2	И2642	6,45	152,5	0,01971	-	-	312	C ₂
3	И2993	6,63	159,2	0,02011	-	-	317	C ₁
4	П6683	6,43	178,4	0,02325	-	-	361	D ₃
5	Кр5907	6,77	166,5	0,02061	-	-	324	C ₁
6	Кр5974	6,46	161,5	0,02096	-	-	329	C ₁
7	Кр5986	6,87	162,7	0,01985	-	-	313	C ₂
8	И2993	7,03 ± 0,06	161 ± 2,5	-	69; 76	-	304 ± 10	C ₂
9	П6764	6,95 ± 0,06	163 ± 3,0	-	69; 75	-	310 ± 12	C ₂
10	Кр5986	7,36 ± 0,07	194 ± 3,0	-	43; 80	-	344 ± 12	C ₁
11	П6121	7,20 ± 0,07	171 ± 2,5	-	24; 47	-	313 ± 12	C ₂

Примечание. Определения 1-7 выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ под руководством И.А. Загрузиной; определения 8-11 - в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ, аналитик М.М. Аракеяни. $\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹; $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹. Места отбора проб: 1 - Шара-Ундур-Ула, 2 - Байдарик, 3, 8 - Бон-Шаган-Нур, 4, 5 - Алтан-Гасани-Ула, 6, 7, 9, 10 - Бадмин-Хара-Тологой, 11 - Ундур-Хурен-Ула.

ры очень близки и находятся фактически в пределах точности определения абсолютного возраста пород и минералов калий-аргоновым методом. Надежность этих определений обеспечивается хорошей их воспроизводимостью по данным двух авторитетных лабораторий.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИКРИТОИДНОЙ И ПИКРОДОЛЕРИТОВОЙ АССОЦИАЦИЙ

Породы собственно пикритоидной и пикродолеритовой ассоциаций обладают, как уже отмечалось, близким минеральным парагенезом, отличаясь главным образом количественным соотношением породообразующих минералов и, в небольшой степени, их составами. Поэтому ниже приводится совместная вещественная характеристика пород обеих ассоциаций.

Доминирующими в данном случае являются различные по меланократовости оливиновые габбро и габбродолериты, сочетающиеся в сложных пикродолеритовых интрузивах с пикритами, плагиоперидотитами и шрисгеймитами. Эти породы связаны между собой постепенными переходами и образуют, судя по всему, единый дифференцированный ряд; фазовые отношения между ними не зафиксированы.

Минеральный парагенезис устойчив и включает в основном следующие по-

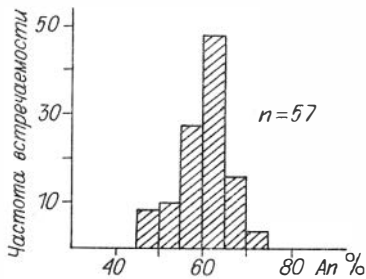


Рис. 66. Гистограмма частоты встречаемости плагиоклаза разного состава в породах пикритовой и пикродолеритовой ассоциаций Западной Монголии.

из ведущих минералов (Байдарик, Оюут-Тологой). Плагиоклаз и оливин, являющейся главными минералами габброидов, кристаллизовались, судя по степени их идиоморфизма, почти одновременно. Пироксены, роговая обманка и биотит формировались позднее, в породах пойкилоофитового строения ими образованы пойкилокристы, включающие более мелкие и идиоморфные зерна плагиоклаза и оливина. В оливине часто обнаруживаются мелкие включения хромшпинелида.

Плагиоклаз пород, не подверженных изменениям, варьирует по основности в сравнительно небольших пределах: крайние значения его состава № 42-72, максимальная распространенность приходится на интервал № 55-65 (рис. 66). Относительно меньшей основностью характеризуется плагиоклаз габброидов района Алтан-Гасани-Ула и Бадмин-Хара-Тологой Барунхурайской зоны, максимальной – плагиоклаз габбродолеритов района оз. Бон-Шаган-Нур Хантай-ширской зоны. Содержания его колеблются от 85 в лейкогаббро до 10-15 % – в пикритоидах, наиболее часто встречающиеся значения – 40-60 %.

Оливин характеризуется обычно высокой степенью свежести. В породах, не затронутых изменениями, серпентинизация проявляется весьма ограниченно вдоль трещин отдельных зерен оливина. Иногда наблюдаются очень тонкие каймы обрастания клино- и ортопироксенов вокруг оливина. Состав его довольно устойчив. По данным небольшого количества определений на рентгеноспектральном микроанализаторе, железистость оливина колеблется от 20,8 до 31,79 % (табл. 49).

Клинопироксен относится по данным рентгеноспектрального анализа (табл. 50) к умеренно глиноземистым субкальциевым авгитам. Железистость меняется от 14,4 % (пикритоиды района Шара-Ундур) до 33,83 % (габбродолериты Ундур-Хурен-Ула). В некоторых ареалах (Ундур-Хурен-Ула, Шаган-Шибету, Алтан-Гасани-Ула) в габброидах обнаруживаются авгиты повышенной титанистости, а иногда и повышенной хромистости, в пироксенах пикритов Шара-Ундур-Ула содержания Cr_2O_3 приближаются к 1 %.

Ортопироксен в большинстве случаев отвечает по составу (табл. 51) аллобронзита, в габбродолеритах ареала Ундур-Хурен-Ула он характеризуется относительно более высокой железистостью, приближаясь к гиперстену. Наименее железистым составом обладает ортопироксен из породы ареала Оюут-Тологой, причем в этих породах общие его содержания наиболее высокие. Примеси титана и хрома незначительны.

Амфибол как магматический минерал представлен красновато- и зеленовато-бурой роговой обманкой. Согласно единичным анализам, он приближается по составу к паргаситам (Al_2O_3 – 11,36-11,99 %), иногда содержит повышенное количество титана (TiO_2 – 1,84-2,11 %). Часто образует пойкилокристы, что особенно характерно для роговообманковых перидотитов (шрисгеймитов).

Биотит обладает яркой красновато-оранжевой окраской и наиболее бли-

Таблица 49. Химический состав оловянов из пород пикроделеритовой и пикритовой формации Западной Монголии, мас. %

№ п/л	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	f
1	Кр5448	38,04	0,06	0,03	0,02	23,73	38,25	0,05	0,00	100,18	25,80
2	Кр5448	38,18	0,03	0,01	0,02	23,05	38,64	0,08	0,03	99,43	25,00
3	П6128	37,45	0,04	0,02	0,02	28,84	34,72	0,05	0,001	101,13	31,79
4	Кр5573	38,33	0,00	0,01	0,00	23,69	37,56	0,01	0,00	99,01	26,13
5	Кр5754	39,56	0,01	0,03	0,03	19,94	42,39	0,03	0,03	101,92	20,80

Примечание. 1-3 - Ундур-Хурен-Ула; 4 - Байдарик; 5 - Оюут-Тологой. Анализы выполнены на микроанализаторе "Сатевбах".
Аналитик О.Н. Майорова.

Таблица 50. Химический состав клинопироксенов из пород пикроделеритовой и пикритовой формаций Западной Монголии, мас. %

№ п/л	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	f
1	И2336	50,68	0,69	4,46	0,98	4,86	16,18	20,97	0,28	99,10	14,40
2	Кр5360	53,72	0,12	1,06	0,16	5,83	15,67	22,60	0,38	98,93	17,30
3	П6143	51,57	0,79	1,46	0,02	12,18	13,37	19,31	0,35	99,06	33,83
4	П6143	51,64	0,80	1,51	0,02	12,16	13,32	19,18	0,41	99,12	33,76
5	П6140	51,24	0,88	1,97	0,04	11,44	14,19	19,21	0,37	99,35	31,14
6	П6140	51,12	0,96	2,00	0,04	11,33	14,27	19,19	0,45	99,36	30,82
7	Кр5714	50,62	1,42	3,47	0,64	5,58	15,34	21,08	0,57	98,12	16,95
8	Кр5907	50,58	1,01	3,79	0,61	6,62	15,01	20,45	0,57	98,03	19,83
9	Кр5887	51,27	1,31	3,00	0,36	6,77	15,84	20,49	0,50	99,53	19,34
10	Кр5887	51,01	1,35	2,92	0,34	6,76	15,81	20,71	0,51	99,42	19,36
11	Кр5907	50,50	0,95	3,86	0,77	5,83	14,98	21,32	0,68	98,88	17,93
12	Кр5907	50,65	0,97	3,81	0,82	6,45	15,37	20,44	0,61	99,13	19,06
13	Кр5974	50,65	0,96	3,58	0,07	5,90	15,07	22,24	0,52	98,99	18,00
14	Кр5986	52,16	0,54	1,34	0,02	7,91	14,68	21,27	0,58	98,51	23,22
15	Кр5974	52,20	0,42	2,59	0,20	5,89	14,61	22,37	0,47	98,14	18,44
16	Кр5573	53,99	0,12	0,91	0,20	5,39	15,74	23,31	0,26	99,92	16,12
17	Кр5573	53,52	0,20	1,26	0,30	5,65	15,53	22,91	0,40	99,78	16,95
18	Кр5754	53,42	0,31	2,19	0,34	5,89	16,01	21,66	0,43	100,25	17,11
19	Кр5754	53,27	0,29	2,14	0,35	5,86	15,76	21,79	0,53	100,01	17,26
20	Кр5754	50,62	1,32	3,82	0,74	5,50	15,29	21,31	0,46	99,08	16,80
21	Кр5754	50,76	1,28	3,73	0,77	5,49	15,80	21,51	0,48	99,83	16,32

Примечание. 1 - Шара-Ундур-Ула; 2 - Цэл; 3-6 - Ундур-Хурен-Ула; 7 - Цаган-Шибету; 8-12 - Алтан-Гасани-Ула; 13-15 - Бадмин-Хара-Тологой; 16, 17 - Байдарик; 18-21 - Оюут-Тологой; Анализы выполнены на микроанализаторе "Сатевбах". Оператор О.Н. Майорова.

Таблица 51. Химический состав ортопироксенов из пород пикролеритовой и пикритовой формаций Западной Монголии, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	f
1	И2342	54,52	0,12	1,71	0,09	15,14	28,02	0,75	0,08	100,44	23,26
2	И2342	54,15	0,12	1,72	0,10	15,21	27,58	0,80	0,04	99,73	23,63
3	И2342	54,39	0,27	1,72	0,03	15,27	26,98	1,18	0,07	99,90	24,11
4	П6140	52,80	0,25	0,61	0,01	23,24	21,16	1,22	0,00	99,69	38,12
5	П6143	51,20	0,27	0,52	0,01	28,93	17,15	1,41	0,05	99,52	48,62
6	П6140	51,02	0,34	0,53	0,01	28,72	17,00	1,70	0,04	99,33	48,67
7	П6140	52,49	0,36	0,64	0,01	23,79	21,92	0,86	0,01	100,07	37,85
8	П6140	51,72	0,29	0,87	0,03	23,06	21,82	1,04	0,05	98,88	37,23
9	Кр5578	54,76	0,07	1,21	0,05	14,82	27,57	1,00	0,05	98,91	23,17
10	Кр5573	55,31	0,03	0,63	0,03	14,69	27,92	1,01	0,03	99,05	22,79
11	Кр5570	55,24	0,03	0,92	0,03	14,44	28,03	0,99	0,00	99,08	22,42
12	Кр5578	55,25	0,03	0,38	0,13	16,85	27,72	0,68	0,05	101,10	25,43
13	Кр5573	55,34	0,03	0,88	0,04	14,92	28,48	0,95	0,01	100,64	22,72
14	Кр5573	55,11	0,05	1,01	0,06	15,06	28,26	0,94	0,03	100,52	23,02
15	Кр5887	55,35	0,10	0,69	0,01	13,57	29,63	0,41	0,05	99,81	20,44
16	Кр5887	56,07	0,06	0,56	0,01	13,13	30,50	0,41	0,02	100,31	19,69
17	Кр5907	54,28	0,11	0,49	0,03	17,07	26,63	1,03	0,07	99,70	26,45
18	Кр5907	54,48	0,10	0,49	0,02	16,98	26,70	1,02	0,05	99,85	26,30
19	Кр5986	53,37	0,09	0,41	0,03	20,68	24,28	0,53	0,07	99,45	32,34
20	Кр5986	53,59	0,14	0,49	0,01	20,81	24,32	0,54	0,05	99,94	32,44
21	Кр5754-1	55,19	0,07	1,28	0,12	12,76	29,59	0,64	0,04	99,70	19,49
22	Кр5754-2	55,43	0,09	1,26	0,10	12,90	29,97	0,71	0,00	100,47	19,45
23	Кр5754-3	55,64	0,08	1,17	0,12	12,51	30,22	0,96	0,04	100,75	18,85
24	Кр5754-4	55,09	0,10	1,20	0,12	12,55	30,15	0,91	0,03	100,15	18,93
25	Кр5754-5	55,18	0,10	1,25	0,11	12,32	29,39	1,05	0,06	99,46	19,04
26	Кр5754-6	54,95	0,13	1,34	0,09	12,52	30,08	1,01	0,00	100,13	18,94
27	Кр5754-7	54,82	0,12	1,74	0,18	12,41	30,56	0,53	0,05	100,40	18,56
28	Кр5754-8	54,49	0,10	1,37	0,13	12,43	30,47	0,75	0,04	99,78	18,62
29	Кр5754-9	55,82	0,07	1,24	0,09	12,51	30,44	0,64	0,02	100,84	18,74
30	Кр5754-10	55,23	0,14	1,25	0,11	12,25	29,41	1,02	0,01	98,81	18,93
31	Кр5754-11	54,39	0,12	1,48	0,15	12,58	29,81	0,52	0,01	98,46	19,14

Примечание. 1-3 - Шара-Ундур-Ула; 4-8 - Ундур-Хурен-Ула; 9-14 - Байдарик; 15-18 - Алтан-Гасани-Ула; 19, 20 - Бадмин-Хара-Тологой; 21-31 - Оюут-Тологой. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микроанализаторе "Самеба.х". Аналитик О.Н. Майорова.

Таблица 52. Химический состав биотитов из пород пикритоидной и пикродолеритовой формаций Западной Монголии, мас. %

Оксид	И2642	П6300	Кр5907	Кр5974	Кр5986	П6764	П6770
SiO ₂	38,80	38,00	37,70	37,20	37,10	36,90	37,40
TiO ₂	0,38	0,29	3,35	4,24	4,31	4,25	3,69
Al ₂ O ₃	16,10	17,60	15,30	15,50	15,10	15,20	15,60
Fe ₂ O ₃	2,43	1,81	1,57	2,26	3,02	2,83	2,96
FeO	6,54	6,47	9,74	10,38	12,03	12,39	11,64
MnO	0,04	0,04	0,08	0,04	0,06	0,06	0,05
MgO	21,00	20,80	18,45	16,64	15,01	14,47	15,56
CaO	0,82	0,45	0,45	0,30	0,30	0,52	0,45
Na ₂ O	1,37	1,91	1,28	0,77	0,82	0,79	0,88
K ₂ O	6,80	5,45	7,05	8,40	8,40	7,95	8,00
P ₂ O ₅	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,05	0,05	0,04
H ₂ O ⁻	0,18	0,18	0,10	0,08	0,12	0,24	0,16
П.л.п.	4,61	5,81	3,99	3,38	2,96	3,55	2,93
BaO	0,87	0,77	0,59	0,56	0,61	0,57	0,51
SrO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма...	99,95	99,59	99,64	99,72	99,86	99,74	99,84
F	0,03	0,03	0,04	0,11	0,10	0,09	0,09

Примечание. И2642, П6300 - интрузив Байдарик, биотит-амфиболовые пикритоиды; Кр5907 - Алтан-Гасани-Ула, меланократовый оливин-биотитовый габбродолерит; Кр5974, Кр5986, П6764, П6770 - интрузив Бадмин-Хара-Тологой, оливин-биотитовые габбродолериты. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Л.А. Горчукова.

зок по составу к титанистому биотиту (табл. 52). Содержания TiO₂ в нем составляют в большинстве случаев 3,3-4,3 %. Исключением являются слоды из пикритоидов байдарикского ареала, состав которых более соответствует низко-титанистому флогопиту.

Группа акцессорных минералов включает апатит, хромшпинелиды, титаномагнетит и сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит, пентландит). Наиболее распространенный рудный минерал - титаномагнетит, образующий постоянно ксеноморфные зерна и заполняющий в породе межзерновые промежутки.

В целом изменчивость состава главных породообразующих минералов пикритоидной и пикродолеритовой ассоциаций незначительна. Вместе с тем в отдельных ареалах устанавливаются устойчивые вариации в их составах, изменения фиксируются согласованно, одновременно по комплексу минералов и носят закономерный характер. Это обусловлено, по всей вероятности, некоторыми колебаниями составов исходных базитовых расплавов, порождающих интрузии разных ареалов. В связи с этим обращает на себя внимание свойственная всем темноцветным минералам пород района Ундур-Хурен-Ула относительно высокая их железистость; напротив, относительно низкой железистостью обладают все темноцветные минералы пород пикродолеритовой интрузии месторождения Ожут-Тологой.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИКРИТОИДНОЙ
И ПИКРОДОЛЕРИТОВОЙ АССОЦИАЦИЙ

Петрохимическая характеристика базируется на 135 оригинальных химических анализах (42 – по породам пикритоидных интрузий и 93 – по породам пикродолеритовых). Пикритоидная и пикродолеритовая ассоциации были раздельно исследованы на однородность по ряду петрохимических параметров. При этом установлено, что породы собственно пикритоидных интрузий распадаются на две группы: отчетливо выраженную преобладающую субультрамафитовую и не столь

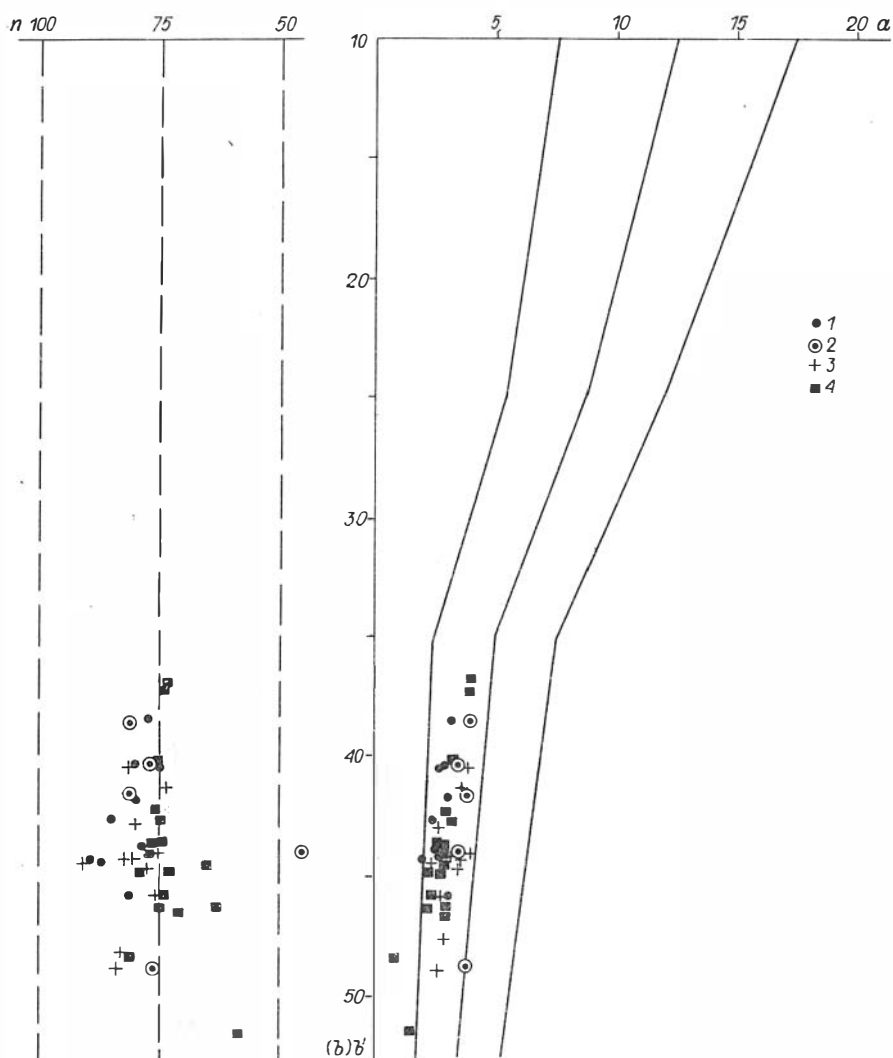


Рис. 67. Химические составы пород пикритоидной ассоциации Западной Монголии (см. табл. 43).

Участки проявления пикритоидов: 1 – Шара-Ундур-Ула; 2 – Харулын-Обо; 3 – Цэл; 4 – Байдарик.

резко обозначенную второстепенную ультрамафитовую. Пикродолеритовая ассоциация обладает более сложным составом: в ней по петрохимическим признакам обособляются три группы: доминирующая мафитовая и дополнительные, менее четко выраженные, субультрамафитовая и ультрамафитовая. Наиболее отчетливо такая группировка проявляется на гистограммах распределения в породах разных типов ассоциаций содержаний Al_2O_3 и MgO (см. рис. 56).

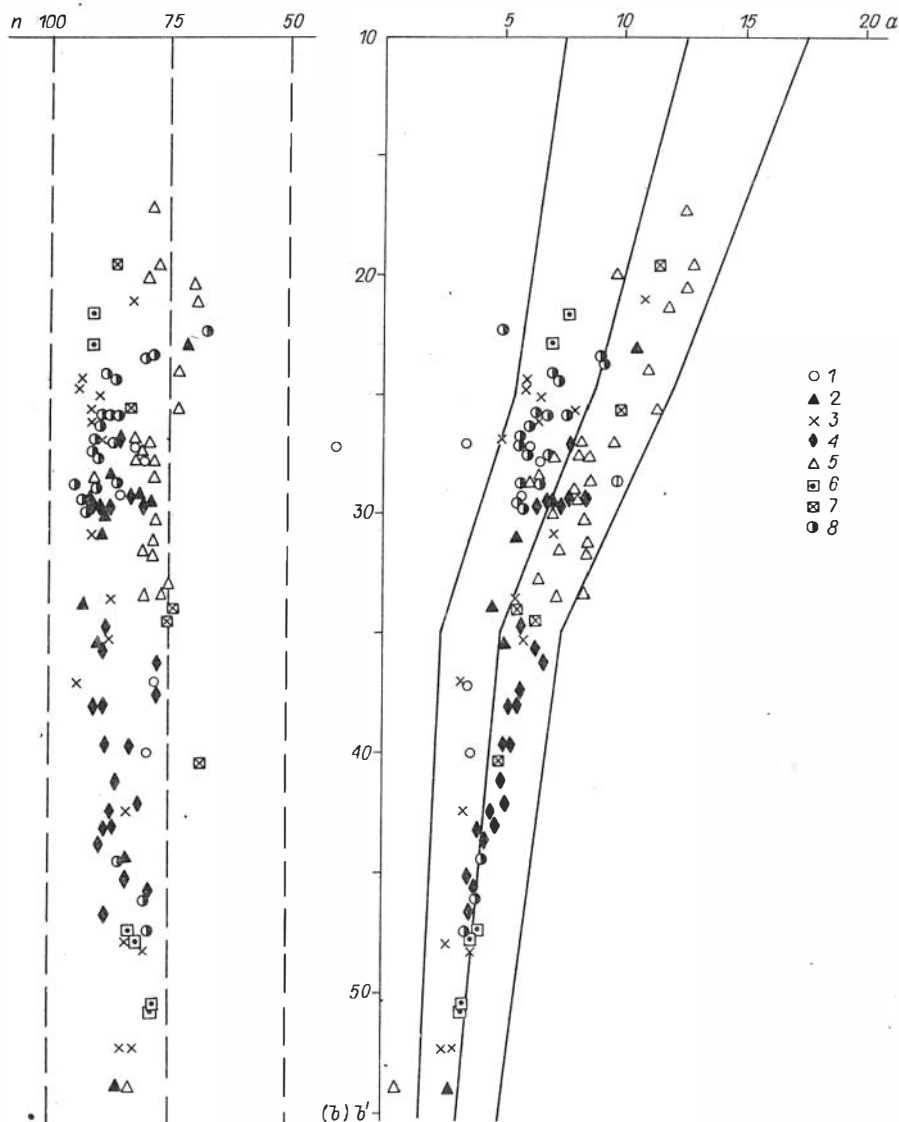


Рис. 68. Химические составы пород пикродолеритовой ассоциации Западной Монголии (см. табл. 44).

Участки проявления пикродолеритов: 1 - Морьт-Ула, 2 - Чаган-Шибету, 3 - Бон-Чаган-Нур, 4 - Алтан-Гасани-Ула, 5 - Бадмин-Хара-Тологой, 6 - Сонгино-Хайрхан, 7 - Оюут-Тологой, 8 - Ундур-Хурен-Ула.

Таблица 53. Средний химический состав различных групп пород Новосибирского Приобья и Казахстана

№ ассоциаций	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1а	12	<u>47,85</u> 1,31	<u>1,76</u> 0,20	<u>16,00</u> 2,94	<u>11,20</u> 1,28	<u>0,23</u> 0,06	<u>9,63</u> 1,80	<u>10,04</u> 2,63
1в	2	43,83	1,37	9,07	12,97	0,20	25,07	5,59
2а	5	<u>48,56</u> 1,59	<u>1,19</u> 0,92	<u>19,71</u> 2,32	<u>9,04</u> 3,09	<u>0,15</u> 0,05	<u>7,23</u> 2,49	<u>9,31</u> 0,29
2б	3	<u>48,68</u> 1,84	<u>1,62</u> 0,26	<u>11,94</u> 0,97	<u>12,91</u> 0,77	<u>0,14</u> 0,02	<u>11,73</u> 1,79	<u>9,25</u> 0,67
2в	8	<u>46,64</u> 2,04	<u>0,75</u> 0,09	<u>8,39</u> 1,33	<u>12,87</u> 1,29	<u>0,22</u> 0,09	<u>23,45</u> 2,78	<u>5,09</u> 0,74
3а	27	<u>47,90</u> 2,30	<u>1,35</u> 0,50	<u>18,97</u> 1,71	<u>10,25</u> 1,89	<u>0,19</u> 0,09	<u>8,12</u> 1,12	<u>9,30</u> 1,08
3б	10	<u>43,56</u> 1,61	<u>1,29</u> 0,81	<u>11,62</u> 3,10	<u>12,24</u> 2,27	<u>0,19</u> 0,03	<u>20,98</u> 5,32	<u>6,23</u> 1,58
4а	31	<u>48,69</u> 2,41	<u>1,44</u> 0,35	<u>16,81</u> 1,33	<u>10,42</u> 1,45	<u>0,16</u> 0,02	<u>8,47</u> 2,44	<u>8,87</u> 1,36
4б	15	<u>45,55</u> 1,39	<u>0,95</u> 0,26	<u>12,66</u> 1,12	<u>12,66</u> 1,19	<u>0,20</u> 0,16	<u>18,09</u> 2,50	<u>6,74</u> 0,74
4в	1	41,92	0,47	7,92	14,54	0,21	29,87	3,91
5б	42	<u>47,18</u> 1,54	<u>0,66</u> 0,25	<u>10,44</u> 2,07	<u>11,75</u> 2,05	<u>0,20</u> 0,04	<u>19,82</u> 2,41	<u>7,53</u> 1,81
6а	79	<u>48,37</u> 1,75	<u>1,42</u> 0,59	<u>14,58</u> 1,57	<u>12,42</u> 1,87	<u>0,20</u> 0,03	<u>10,39</u> 3,46	<u>7,76</u> 1,09
6б	35	<u>45,54</u> 0,86	<u>0,99</u> 0,15	<u>10,68</u> 1,42	<u>15,31</u> 1,14	<u>0,25</u> 0,02	<u>18,40</u> 2,27	<u>5,42</u> 0,79
7а	36	<u>49,4</u> 1,70	<u>1,60</u> 0,70	<u>17,4</u> 2,0	<u>9,97</u> 0,0	<u>0,20</u> 0,10	<u>8,60</u> 3,10	<u>7,80</u> 0,80
7в	16	<u>44,30</u> 1,20	<u>0,90</u> 0,20	<u>9,90</u> 2,40	<u>12,49</u> 0,0	<u>0,20</u> 0,10	<u>24,50</u> 4,40	<u>4,70</u> 1,50

Примечание. а, б, в - породные группы: а - мафитовая, б - субультрамафитовая, в - ультрамафитовая. 1 - Шаган-Шибетинская зона (Шаган-Шибету и Морьт-Ула); 2 - Сонгинский район (Сонгино-Хайрхан-Ула, Ожут-Тологой); 3 - Хантайширская зона (Ундур-Хурен-Ула, Бон-Шаган-Нур); 4 - Барунхурайская зона (Алтан-Гасани-Ула, Бадмин-Хара-Тологой); 5 - объединенная выборка для собственно пикритовой ассоциации (Шара-Ундур-Ула, Цэл, Байдарик, Харульн-Обо); 6 - пикродолеритовый комплекс Новосибирского Приобья /Кривенко и др., 1983 /; 7 - Максутский пикрит-диабазовый комплекс (Казахстан /Ермолов и др., 1976/). Здесь и далее а, б, в, г, Q, F - характеристики А.Н. Заварицкого.

Na_2O	K_2O	P_2O_5	a	b	n	Q	F
<u>2,04</u> 0,63	<u>0,62</u> 0,37	<u>0,26</u> 0,11	<u>5,33</u> 1,28	<u>31,30</u> 4,29	<u>81,81</u> 15,12	<u>-7,07</u> 5,75	<u>39,84</u> 5,46
1,37	0,36	0,17	3,06	49,21	85,28	-21,96	22,55
<u>3,30</u> 0,62	<u>0,76</u> 0,31	<u>0,39</u> 0,19	<u>8,66</u> 1,88	<u>23,97</u> 4,10	<u>87,07</u> 3,73	<u>-10,51</u> 1,99	<u>42,06</u> 15,34
<u>1,95</u> 0,31	<u>1,11</u> 0,04	<u>0,13</u> 0,12	<u>5,64</u> 0,74	<u>36,20</u> 3,58	<u>72,52</u> 3,58	<u>-8,93</u> 3,53	<u>38,34</u> 3,40
<u>1,36</u> 0,30	<u>0,65</u> 0,22	<u>0,23</u> 0,04	<u>3,40</u> 0,69	<u>47,11</u> 3,29	<u>76,04</u> 6,21	<u>-17,31</u> 5,95	<u>23,67</u> 2,95
<u>2,60</u> 0,63	<u>0,55</u> 0,31	<u>0,37</u> 0,14	<u>6,72</u> 1,62	<u>26,30</u> 3,03	<u>87,96</u> 5,86	<u>-8,68</u> 4,85	<u>41,45</u> 5,96
<u>1,59</u> 0,44	<u>0,46</u> 0,11	<u>0,42</u> 0,27	<u>3,81</u> 1,15	<u>45,06</u> 6,45	<u>83,64</u> 3,88	<u>-21,03</u> 4,23	<u>26,79</u> 5,42
<u>3,09</u> 0,46	<u>1,26</u> 0,63	<u>0,42</u> 0,28	<u>8,61</u> 1,90	<u>28,08</u> 4,57	<u>79,87</u> 6,18	<u>-11,37</u> 4,25	<u>41,83</u> 6,34
<u>2,03</u> 0,30	<u>0,55</u> 0,23	<u>0,18</u> 0,06	<u>4,84</u> 0,85	<u>41,47</u> 3,19	<u>85,13</u> 4,50	<u>-18,46</u> 2,33	<u>28,35</u> 2,86
0,25	0,08	0,20	0,56	54,49	83,31	-23,65	21,0
<u>1,16</u> 0,26	<u>0,54</u> 0,23	<u>0,22</u> 0,14	<u>3,00</u> 0,65	<u>43,60</u> 3,18	<u>76,65</u> 8,08	<u>-13,62</u> 3,06	<u>24,91</u> 2,77
<u>2,79</u> 0,42	<u>1,14</u> 0,53	<u>0,59</u> 0,26	<u>7,62</u> 1,37	<u>32,05</u> 5,10	<u>79,13</u> 6,63	<u>-11,70</u> 4,27	<u>41,57</u> 8,33
<u>1,95</u> 0,54	<u>0,80</u> 0,22	<u>0,42</u> 0,10	<u>4,96</u> 1,17	<u>43,46</u> 1,90	<u>77,80</u> 9,41	<u>-18,76</u> 2,31	<u>31,94</u> 2,47
<u>3,40</u> 0,60	<u>1,10</u> 0,40	<u>0,37</u> 0,20	<u>9,10</u> 1,30	<u>26,40</u> 5,0	<u>82,10</u> 6,2	<u>-10,40</u> 4,9	<u>40,8</u> 9,0
<u>1,60</u> 0,80	<u>0,80</u> 0,20	<u>0,27</u> 0,11	<u>4,00</u> 1,80	<u>47,60</u> 5,00	<u>69,90</u> 18,70	<u>-22,90</u> 2,30	<u>22,70</u> 2,80

При сопоставлении одинаковых групп пород (субультрамафитов и ультрамафитов) разных типов ассоциаций выявляются интересные и важные особенности их химического состава, хорошо согласующиеся с общими свойствами состава этих ассоциаций. В собственно пикритоидных комплексах эти группы пород характеризуются относительно меньшей общей щелочностью и несколько меньшей глиноземистостью (табл. 53, см. рис. 56; рис. 67, 68). Повышенная общая щелочность и глиноземистость субультрамафитов и ультрамафитов пикродолеритовых интрузий, по-видимому, связана с более лейкократовым и относительно более щелочным составом исходных для них базитовых расплавов.

Собственно пикритоидные ассоциации обладают в целом большей общей

Таблица 54. Содержание элементов-примесей в породах пикритовидной и пикролеритовой ассоциаций Монголии, мас. %

№ п/п	№ пробы	Cu	Ni	Co	V	Cr	№ п/п	№ пробы	Cu	Ni	Co	V	Cr
1	И2336	Сл.	0,04	0,014	0,005	0,16	30	П6100	Сл.	0,01	0,004	0,01	0,006
2	И2344	"	0,07	0,012	0,010	0,16	31	П6101	"	0,01	0,003	0,03	0,006
3	Кр5342	0,00	0,00	0,009	0,01	0,08	32	П6107	"	0,01	0,003	0,03	0,006
4	Кр5343	0,01	0,00	0,008	0,01	0,09	33	П6113	"	С,01	0,004	0,03	0,010
5	Кр5344	0,01	0,00	0,010	0,01	0,12	34	П6117	"	0,01	0,004	0,03	0,010
6	Кр5345	0,00	0,05	0,010	0,01	0,13	35	П6119	"	0,02	0,004	0,01	0,020
7	Кр5347	0,00	С,05	0,009	0,01	0,08	36	П6121	"	0,02	0,003	0,01	0,010
8	Кр5348	0,00	0,004	0,007	0,01	0,07	37	П6124	"	0,01	0,004	0,03	0,010
9	Кр5349	0,02	0,03	0,008	0,02	Сл.	38	П6124а	"	0,01	0,003	0,03	0,010
10	Кр5352	0,01	0,03	0,008	0,01	0,14	39	П6128	"	0,03	0,007	0,03	0,010
11	Кр5353	0,01	0,03	0,007	0,006	0,08	40	П6128а	0,01	0,01	0,004	0,03	0,010
12	Кр5360	Сл.	0,00	0,009	0,01	Сл.	41	П6128б	Сл.	0,02	0,004	0,03	0,010
13	П6270	"	0,07	0,008	0,005	0,19	42	П6128в	"	0,02	0,004	0,01	0,010
14	П6271	0,01	0,06	0,010	0,005	0,19	43	Кр5449	"	0,04	0,010	0,01	0,080
15	П6272	0,01	0,08	0,010	0,01	0,16	44	Кр5448	0,01	0,04	0,011	0,01	0,08
16	П6300	0,01	0,02	0,005	0,005	0,08	45	Кр5450	0,00	0,02	0,005	0,01	0,02
17	П6301	0,01	0,04	0,010	0,005	0,11	46	Кр5451	0,00	0,02	0,005	0,01	0,02
18	П6302	Сл.	0,04	0,009	0,005	0,08	47	Кр5457	0,02	0,04	0,008	0,01	0,08
19	П2639	"	0,04	0,013	Сл.	0,16	48	Кр5458	0,00	0,01	0,006	0,01	0,02
20	И2642	"	0,08	0,014	"	0,16	49	Кр5459	0,01	0,00	0,006	0,01	0,02
21	И2643	"	0,07	0,013	"	0,16	50	Кр5460	0,00	Сл.	0,066	0,01	0,01
22	И2644	"	0,07	0,012	"	0,16	51	И1942	Сл.	0,02	0,06	0,03	0,006
23	И2646	"	0,07	0,013	"	0,16	52	И1943	"	0,03	0,006	0,03	0,01
24	И2647	"	0,08	0,016	"	0,22	53	И1945	"	0,03	0,011	0,03	0,07
25	И2652	"	0,07	0,013	"	0,16	54	И1946	0,03	0,02	0,014	0,02	0,006
26	Кр5570	0,01	0,04	0,009	0,005	0,08	55	И1950	Сл.	0,01	0,012	0,03	0,01
27	Кр5573	0,01	0,05	0,010	0,005	0,08	56	И1951	"	0,02	0,011	0,03	0,05
28	Кр5578	0,01	0,05	0,008	0,01	0,07							
29	Кр5587	Сл.	0,10	0,010	0,01	0,15							

Примечание. 1, 2 - Шара-Ундур-Ула, 3-13 - Цэл, 14-29 - Байдрагин-Гол, 30-50 - Ундур-Хурен-Ула, 51-56 - Морьт-Ула. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в ЦХЛ ПГО "Запсибгеология".

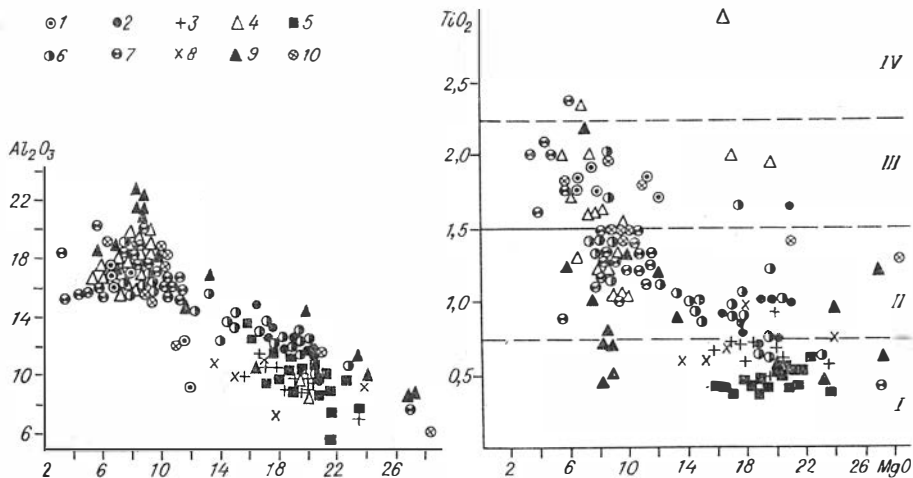


Рис. 69. Диаграмма $Al_2O_3 - MgO$ и $TiO_2 - MgO$ для пород пикритойдной и пикродолеритовой ассоциаций.

Поля пород: I - весьма низкотитанистые, II - умеренно низкотитанистые, III - умеренно высокотитанистые, IV - весьма высокотитанистые. Участки: 1 - Морьт-Ула; 2 - Шара-Ундур-Ула; 3 - Цэл (Улан-Ярин-Хуру-Нуру); 4 - Ундур-Хурен-Ула; 5 - Байдарик; 6 - Алтан-Гасани-Ула; 7 - Бадмин-Хара-Тологой; Харулын-Обо; 9 - Бон-Цаган-Нур; 10 - Цаган-Шибету.

меланократовостью и магнезиальностью, но значительно меньшей титанистостью. Причем относительно низкая титанистость этой ассоциации отчетливо проявляется при сопоставлении входящих в нее субультрамафитов и мафитов с аналогичными группами пород пикродолеритовых интрузий. Для пород пикритойдной ассоциации характерны также относительно высокие содержания Cr , Ni и Co (табл. 54). По всему комплексу признаков эта разновидность интрузий представляется наиболее перспективной в отношении сульфидного медно-никелевого оруденения.

Пикродолеритовая ассоциация обладает в целом менее высокой общей меланократовостью и магнезиальностью. Входящие в ее состав мафиты, субультрамафиты и ультрамафиты характеризуются повышенной титанистостью и фосфористостью. Особенно отчетливо это проявляется в пикродолеритовых интрузиях зон средне-, позднепалеозойской активизации консолидированных структур байкальской и каледонской складчатости Северного мегаблока: Хантайширской, Цаган-Шибетинской и др. (см. табл. 53). Наиболее высокой титанистостью обладают в этой ассоциации мафиты. Вместе с тем в ряде ареалов (Шара-Ундур-Ула, Алтан-Гасани-Ула, Ундур-Хурен-Ула) выявляются высокотитанистые субультрамафиты, содержащие около 18 % MgO и более 1,5 % TiO_2 (рис. 69).

Положение ультрамафитов и субультрамафитов пикритойдной и пикродолеритовой ассоциаций на диаграмме $Al_2O_3 - MgO$ (см. рис. 69) свидетельствует о существенной роли в их образовании процессов фракционирования оливина. В мафитовом поле этой диаграммы вариационная линия составов смещается в сторону котектики клинопироксен - анортит, что свидетельствует об усилении на этой стадии формирования пород процесса фракционирования клинопироксена.

Активная роль фракционирования оливина при образовании пород ультрамафитовой и субультрамафитовой групп подтверждается свойственными им корреля-

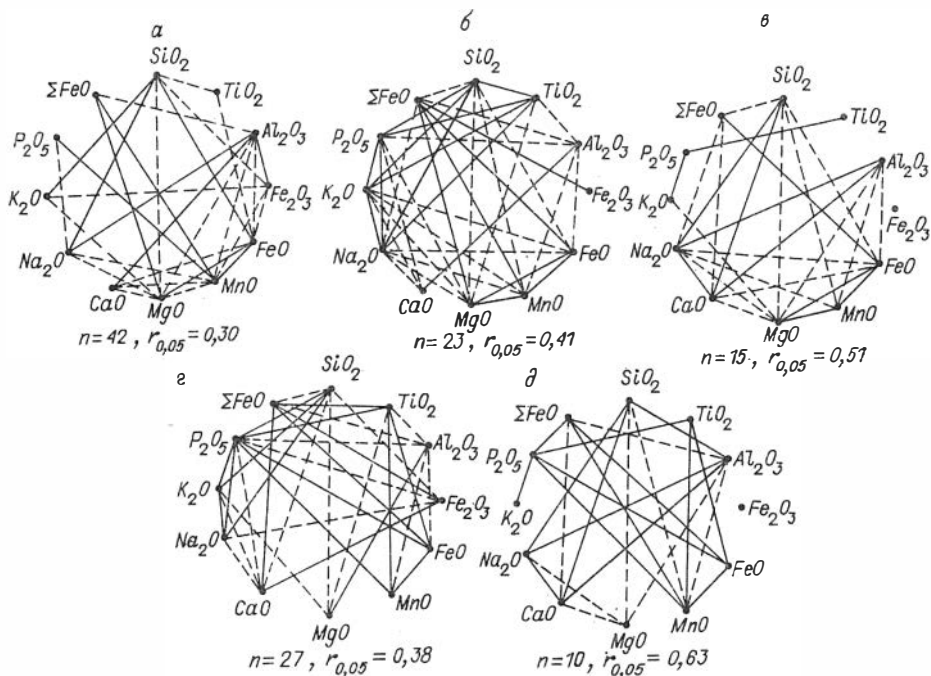


Рис. 70. Корреляционные связи породообразующих окислов.

а - субультрамафитов пикритоидной ассоциации (участки Шара-Ундур-Ула, Цэл, Харулын-Обо, Байдарик); б, в, г, д - пород пикродолеритовой ассоциации Барунхурайской зоны (б, в) и Хантайширской (г, д): б, г - мафитовая группа, в, д - ультрамафитовая. Сплошные линии - значимая положительная корреляция, штриховые - значимая отрицательная корреляция.

ционными связями породообразующих окислов: в частности, устойчивой отрицательной корреляцией SiO_2 - MgO и положительной MgO - ΣFeO (рис. 70). Отсутствие отчетливой зависимости содержания TiO_2 от CaO и отрицательная корреляция TiO_2 - MgO указывают на то, что титан концентрировался не в силикатах, а в оксидных минералах (титаномагнетит и ильменит).

Намечаются некоторые особенности корреляционных связей породообразующих окислов в пикродолеритовых комплексах различных ареалов. В Барунхурайской зоне и в большинстве других ареалов TiO_2 положительно коррелируется с P_2O_5 (см. рис. 70, б) и одновременно с K_2O и Na_2O . Это, а также упоминавшиеся выше особенности распределения и формы нахождения титаномагнетита в породах свидетельствуют о том, что титан накапливался в данном случае в поздних продуктах дифференциации. В Хантайширской зоне (Ундур-Хурен-Ула) прямой корреляции TiO_2 с K_2O и Na_2O нет (см. рис. 70, в), что указывает (с учетом наличия в этих ареалах высокотитанистых субультрамафитов) на кристаллизацию титаномагнетита совместно с оливином и пироксеном на ранних этапах формирования пород ассоциации в субультрамафит-ультрамафитовом минеральном парагенезе. Это несколько напоминает условия, в которых образуются косъвиты и казанскиты, характерные для продуктивных по титану габброидных формаций.

Таблица 55. Содержание Sr, Rb и Rb/Sr отношение в породах, биогитах и плагиоклазах пикритовой и пикроделеритовой формаций Западной Монголии

№ п/п	№ обр.	Порода			Биотит			Плагиоклаз	
		Sr	Rb	Rb/Sr x10 ³	Sr	Rb	Rb	Sr	Rb
1	П2343	0,0250	0,0006	24,0	-	-	-	-	-
2	Кр5360	0,0230	0,0010	43,5	-	-	-	-	-
3	П6121	0,0840	0,0014	16,6	-	-	0,1300	0,0001	0,0001
4	П6300	0,0580	0,0019	32,7	0,007	0,0116	-	-	-
5	П2642	-	-	-	0,006	0,0214	-	-	-
6	Кр5887	0,0240	0,0005	20,8	-	-	0,0640	0,0007	0,0007
7	Кр5907	0,0330	0,0029	87,9	0,0030	0,0126	0,0780	0,0009	0,0009
8	П6683	0,0520	0,0018	34,6	0,0040	0,0124	0,1000	0,0002	0,0002
9	П6764	0,0460	0,0008	17,4	0,0030	0,0115	0,0830	0,0008	0,0008
10	П6765	0,0420	0,0014	33,2	-	-	-	-	-
11	П6770	0,0680	0,015	22,0	0,0050	0,0111	0,1100	0,0006	0,0006
12	Кр5974	0,0470	0,0018	38,3	0,0030	0,0116	0,1000	0,0005	0,0005
13	Кр5986	0,0500	0,0015	30,0	0,002	0,0112	0,1000	0,0010	0,0010
14	И2993	0,1420	0,0018	12,6	-	-	0,2200	0,0014	0,0014

При мечание. 1 - Цара-Ундур-Ула; 2 - Цэл; 3 - Ундур-Хурен-Ула; 4, 5 - Байдарик; 6-8 - Алтан-Гасани-Ула; 9-13 - Бадмин-Хара-Тологой; 14 - Бон-Шаган-Нур. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитики Н.Я. Аксенова, И.Ю. Иванченко.

В породах пикритойдной и особенно пикродолеритовой ассоциаций обнаруживаются в целом относительно высокие (выше, чем в других габброидных ассоциациях Монголии) содержания стронция (табл. 55), что может быть увязано с повышенной их щелочностью. В среднем эти содержания существенно выше, чем в континентальных и океанических базальтах, а также базитах офиолитовых комплексов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами, и находятся на уровне средних концентраций стронция в долеритах трапповой формации Сибирской платформы /Глазунов, 1981/. Исключение составляют породы габбро-монциодоритовой ассоциации герцинского и более позднего возраста, характеризующиеся более высокими содержаниями стронция. По-видимому, эта особенность связана с повышенными концентрациями стронция в исходных для пикритойдной и пикродолеритовой ассоциаций магмах, отвечающих по составу высокомафическим базитовым расплавам несколько повышенной щелочности.

*ВОПРОСЫ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ,
ФОРМАЦИОННЫЕ АНАЛОГИ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ
ПИКРИТОЙДНОЙ И ПИКРОДОЛЕРИТОВОЙ АССОЦИАЦИЙ*

По формам проявления, характеру парагенеза пород и особенностям их состава рассмотренные пикритойдная и пикродолеритовая ассоциации Западной Монголии в наибольшей степени приближаются к диабаз-пикритовой формации /Магматические формации СССР, 1979/. Эта формация представлена комплексами малых гипабиссальных, приповерхностных и субвулканических интрузий приразломных подвижных зон и структур активизации в условиях областей завершённой складчатости или молодых платформ. Такие комплексы выделяются и описываются во многих районах: в Казахстане /Михайлов, Семенов, 1965; Кузубный и др., 1979; Владимиров и др., 1981/, на Урале /Заварицкий, 1961; Алексеев, 1984/, Новой Земле /Куплетский, 1932/, Кавказе /Кокаев, Плошко, 1975/, в Новосибирском Приобье /Кутолин, 1962; Кривенко и др., 1983/.

Наиболее близкими аналогами монгольских пикродолеритовых ассоциаций по местоположению, возрасту и составу являются пикродолеритовые интрузии Зайсанской складчатой области (максутский комплекс) и Новосибирского Приобья. Эти комплексы, очень близкие между собой по составу, характеризуются весьма различным способом их формирования и происхождением. Пикродолеритовые интрузии максутского комплекса считаются продуктом последовательного трехкратного внедрения субщелочных базитовых, а затем пикритовых расплавов в антидромном порядке /Владимиров и др., 1981/. Образование пикродолеритового комплекса Новосибирского Приобья связывается с дифференциацией единой исходной магмы базитового состава несколько повышенной щелочности и титанистости /Кривенко и др., 1983/. Сугубо фрагментарный характер проявления пикритойдных и пикродолеритовых интрузий Монголии, находящихся, как правило, в виде останцов и ксенолитов среди более поздних прорывающих их гранитов, не позволяет достаточно обоснованно судить о последовательности их формирования и особенностях происхождения. Поэтому сопоставление рассмотренных ассоциаций с пикродолеритовыми комплексами Зайсанской складчатой области и Новосибирского Приобья базируется главным образом на сходстве их вещественных (минералого-петрографических и петрохимических) свойств.

Петрохимическое сходство иллюстрируется данными табл. 53, в которой приведены средние химические составы мафитовой, субультрамафитовой и ультрамафитовой групп пикритойдной и пикродолеритовой ассоциаций Западной Монголии, Зайсанской складчатой области и Новосибирского Приобья. На диаграмме (рис. 71) показаны в сопоставительном плане средние значения (с доверитель-

Рис. 71. Средние химические составы и доверительные эллипсы для пород пикритоидной и пикродолеритовой ассоциаций Западной Монголии, Казахстана и Новосибирского Приобья (см. табл. 53).

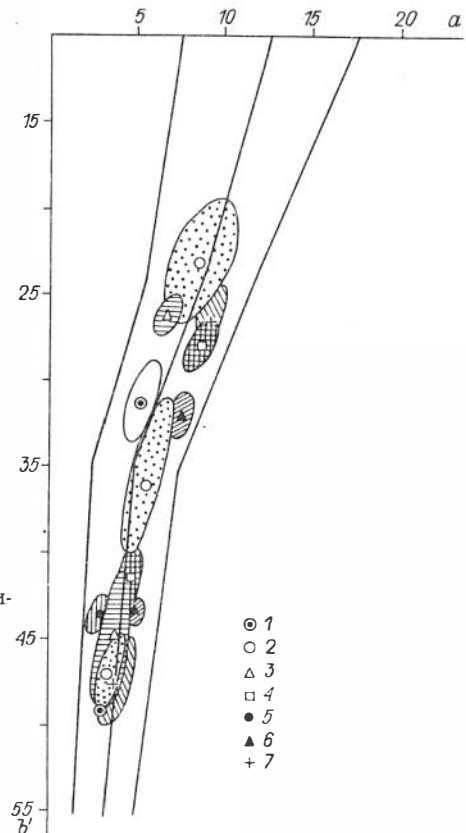
1-4 - зоны: 1 - Цаган-Шибетинская, 2 - Сонгинская, 3 - Хантайширская, 4 - Бурунхурайская; 5 - Пикритоидная ассоциация (Шара-Ундур-Ула, Цэл, Харулын-Обо; Байдарик); 6 - комплекс пикродолеритов Новосибирского Приобья; 7 - пикродолериты максутского комплекса Казахстана.

ными эллипсами) петрохимических параметров a и b , отражающих общую щелочность и общую меланократовость различных групп пород тех же ассоциаций. Эти показатели также очень близки.

Сходство пикритоидной и пикродолеритовой ассоциаций Западной Монголии с аналогичными комплексами Зайсанской складчатой области и Новосибирского Приобья по составу позволяет отнести их к категории потенциально продуктивных на сульфидное медно-никелевое оруденение, которое известно в связи с пикродолеритовыми интрузиями в Зайсанской области и в Новосибирском Приобье. Немногочисленные признаки такой минерализации имеются в связи с пикродолеритовыми интрузиями и на территории Западной Монголии. Весьма протяженная зона сульфидизации с густой тонковкрапленной минерализацией пирита, пирротина и халькопирита выявлена в поле развития пикродолеритовых интрузий в районе сомона Цэл. Заслуживает внимания обнаружение в рудном поле медного месторождения Оюут-Тологой мелких интрузивных тел пикродолеритового состава. Не исключена возможность проявления в связи с пикродолеритовыми интрузиями повышенной щелочности и титанистости, подобных интрузиям Хантайширской зоны (Ундур-Хурен-Ула), титаномагнетитового оруденения.

Сиенит-габбродиабазовая формация

Дайки, силлы и субвулканические малые интрузии габбродиабазового состава широко распространены в герцинидах Южной Монголии и в структурах поздней активизации Северного мегаблока. Большая их часть следует во времени за позднепалеозойскими (пермскими) гранитами и относится соответственно к мафитовым малым интрузиям эпохи позднепалеозойско-мезозойской активизации, которые рассматриваются в дальнейшем в самостоятельном разделе. Вместе с тем среди них имеются габбродиабазовые интрузии более раннего, по всей вероятности, карбонового возраста, которые близки по месту и времени проявления к охарактеризованным выше герцинским пикродолеритовым комплексам, отлича-



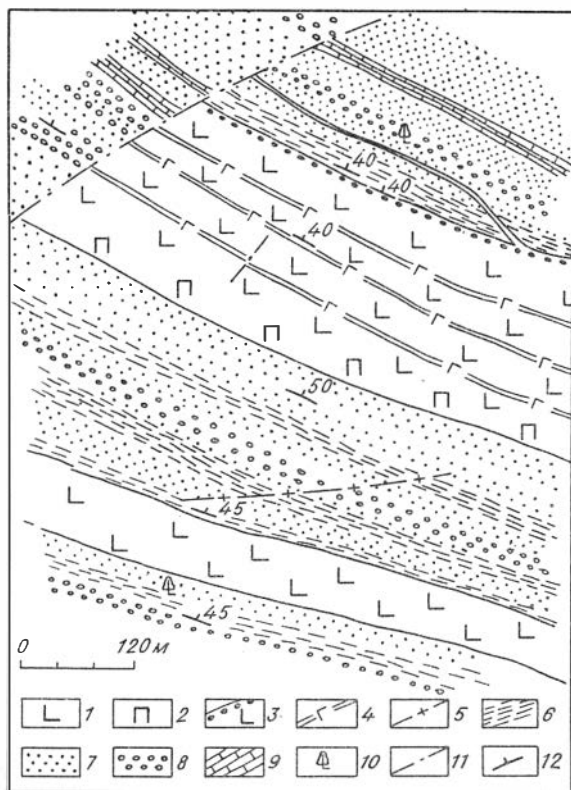


Рис. 72. Схема геологического строения силлов габбродиабазов в районе Южного Хайрхана.

1 - габбродиабазы; 2 - меланократовые габбродиабазы; 3 - миндалекаменные диабазовые порфириты; 4 - жилы плагиосиенитов; 5 - дайки диорит-порфирита; 6 - алевролиты; 7 - песчаники; 8 - гравелиты и конгломераты; 9 - карбонаты; 10 - участки с флорой; 11 - тектонические нарушения; 12 - элементы залегающих слоистости.

ясь некоторыми особенностями состава, в частности, существенно более высокой титанистостью и фосфористостью пород. Такие интрузии встречаются и изучены в Южной Монголии и Барунхурайской зоне в районе бывшего сомона Хайрхан и в Чаган-Шибетинской зоне на Северо-Западе МНР (район оз. Урэг-Нур), а также в области сопряжения герцинид Гоби-Алтайской системы

и Ихэбогдинской шовной зоной (район оз. Шарагуй-Нур).

В районе с. Хайрхан Барунхурайской зоны выявлены и изучены два габбродиабазовых силла, залегающих в эффузивно-осадочной толще с фауной и флорой раннекарбонатового возраста. Мощность силлов соответственно 70 и 120 м, простирание северо-западное, падение на север под углом 40-50° (рис. 72). Центральная часть более мощного силла сложена крупнозернистыми лейкократовыми габбродиабазами (офитовыми лейкогаббро), которые состоят преимущественно из плагиоклаза и клинопироксена, а также небольшого количества калишпата и кварца, образующих гранофировые срастания. По минеральному и химическому составу (табл. 56) эти породы приближаются к эссексит-диабазам.

В кровле силла четко обозначена зона закалки, сложенная мелкозернистыми миндалекаменными диабазовыми порфиритами с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена. В интерстициях устанавливаются небольшие количества калишпата и мелкие игольчатые кристаллы апатита. По данным химических анализов, породы из зоны закалки содержат K_2O - 1,78 %, TiO_2 - 2,45 и P_2O_5 - 1,05 % (И2376, см. табл. 56). В подошве силла находятся меланократовые габбродиабазы с пойкилокритами титанистого авгита, зона закалки выражена здесь не столь отчетливо. По химическому составу эти породы отвечают габброидам повышенной титанистости, по сравнению с породами верхней зоны в них заметно меньше калия и фосфора (И2383, И2384, см. табл. 56).

В целом породы силла подвержены значительным аутометасоматическим изменениям: плагиоклаз альбитизирован и пропитан окислами железа, в связи с чем приобретает красновато-бурую окраску, клинопироксен хлоритизируется, титаномагнетит замещается лейкоксеном. В центральной части силла наблюдаются многочисленные жилообразные инъекции плагиосиенитов мощностью 5-10 см

Таблица 56. Химический состав пород герцинской сенинг-габродиабазовой формации Западной Монголии, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.лп.	P ₂ O ₅	Сумма
Район оз. Урэг-Нур														
1	Кр5105	44,20	4,11	12,50	6,49	11,70	0,26	5,51	10,19	3,00	1,00	1,78	0,43	100,64
2	Кр5720	44,30	4,70	14,00	3,00	12,64	0,22	5,74	8,63	3,33	1,00	2,48	0,49	100,53
3	Кр5107	44,50	5,12	12,50	4,86	11,82	0,28	5,32	9,40	3,57	0,80	1,60	0,66	100,43
4	Кр5110	45,20	3,91	12,50	4,86	10,92	0,28	5,14	9,66	3,57	1,05	2,21	0,45	99,75
5	Кр5097	45,20	3,15	15,40	6,72	9,38	0,17	6,36	7,54	2,15	1,00	2,13	0,06	99,26
6	Кр5086	45,30	3,80	14,80	5,92	10,06	0,21	5,45	7,96	3,58	0,91	1,81	0,24	100,04
7	Кр5106	45,50	4,03	13,70	3,80	10,35	0,25	4,59	9,66	4,00	0,95	1,69	2,02	100,54
8	Кр5108	45,60	3,73	13,70	3,80	10,89	0,27	4,04	9,92	3,79	1,05	1,93	1,85	100,57
9	Кр5085	45,80	3,58	14,40	4,74	9,95	0,22	5,95	9,59	2,95	0,63	1,61	0,17	99,59
10	Кр5103	46,30	3,25	13,10	6,38	7,94	0,22	6,06	9,92	3,79	0,75	1,82	0,34	99,87
11	Кр5709	46,90	1,70	16,80	1,57	8,22	0,18	8,23	10,83	3,00	0,56	2,65	0,13	100,77
12	Кр5077	47,30	2,49	14,50	3,12	8,89	0,20	7,79	7,96	3,58	1,00	2,16	0,35	99,34
13	Кр5080	47,40	2,97	15,10	4,90	8,01	0,29	6,13	6,32	4,25	1,24	2,55	0,36	99,52
14	Кр5699	47,40	3,60	15,70	2,00	9,16	0,16	5,11	7,46	4,33	0,74	3,62	1,32	100,60
15	Кр5710	47,60	1,70	16,60	0,80	8,61	0,17	7,97	11,07	3,00	0,76	2,48	0,14	100,90
16	Кр5064	47,60	2,40	14,60	1,80	10,26	0,25	7,44	7,75	3,84	1,21	2,84	0,36	100,35
17	Кр5099	48,20	1,68	17,90	1,48	7,76	0,16	7,31	10,25	2,35	0,72	1,79	0,19	99,79
18	Кр5078	48,50	2,78	15,30	3,80	8,37	0,26	5,52	6,94	4,00	1,00	2,54	0,45	99,46
19	Кр5066	48,50	2,24	15,00	4,90	6,12	0,19	7,06	8,57	3,58	1,21	1,73	0,27	99,37
20	Кр5081	49,00	1,90	15,00	1,84	8,24	0,18	7,67	10,21	3,16	0,59	1,41	0,19	99,39
21	Кр5067	49,70	1,91	16,80	3,21	6,11	0,15	7,02	8,57	3,84	0,72	1,39	0,28	99,70
22	Кр5082	50,00	1,86	17,00	2,33	6,72	0,16	4,79	10,5	3,58	0,63	1,53	0,25	100,25
23	Кр5101	50,20	2,17	19,50	2,85	6,25	0,14	3,03	9,14	4,50	1,05	1,47	0,25	100,55
24	Кр5084	51,50	1,55	19,00	1,75	6,16	0,16	4,54	8,77	4,25	0,84	1,59	0,24	100,35
Силл Хайрхан														
25	И2380	45,09	2,32	16,02	-	13,54	0,17	6,84	7,10	2,78	1,53	3,68	0,76	99,83
26	И2384	47,79	2,06	16,49	-	11,96	0,17	6,25	8,26	2,37	1,17	2,62	0,77	99,91
27	И2383	47,85	2,05	16,65	-	12,17	0,17	5,91	8,14	2,61	1,25	2,42	0,73	99,95
28	И2377	48,09	2,79	14,01	-	14,40	0,18	5,25	8,76	2,74	1,44	1,54	0,73	99,93
29	И2376	49,88	2,45	15,96	-	11,51	0,17	3,81	8,05	3,02	1,78	2,18	1,05	99,86
30	И2378	57,67	1,74	15,60	-	7,56	0,16	2,42	6,00	4,71	2,18	1,18	0,54	99,96

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Н.Л. Козырева. В Хайрханском силле анализы 26, 27 - почва силла; 25, 28 - центральная часть; 29 - кровля силла; 30 - плагиосенит.

Таблица 57. Химический состав клинопироксенов из габбродиабазов силла Хайрхан

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO
И2374	51,36	0,68	1,97	0,09	7,62
И2380	50,45	1,49	3,35	0,03	8,38

Окончание табл. 57

№ обр.	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	f _{Мп}
И2374	15,95	20,40	0,35	98,43	21,14
И2380	14,51	20,73	0,47	99,42	24,47

Примечание. И2380 – габбродиабаз из центральной части мощного силла, И2374 – габбродиабаз приподошвенной части маломощного силла.

(см. рис. 72). Они образуют неправильной формы обособления (линзы, шпирь, амбовидные выделения) в габбродиабазе, за пределами силла не встречаются. Плаггиосиениты из инъекций отличаются от габбродиабазов более лейкократовым составом, в небольших количествах в них присутствует клинопироксен, заметно усиливается роль гранофирового агрегата калишпата с кварцем, автотомасоматические преобразования остаются такие же, как в габбродиабазе. Генетическая связь плаггиосиенитов с габбродиабазом не вызывает сомнений.

Габбродиабазы Хайрханского силла представляют собой практически двуминеральную клинопироксен–плаггиоклазовую породу с ярко выраженной диабазовой структурой. В них, как правило, отсутствуют оливин, амфибол, ортопироксен, а биотит наблюдается лишь в виде редких мелких чешуек. Среди аксессуарных минералов преобладают титаномagnetит и апатит. Соответственно (см. табл. 56) отмечаются повышенные содержания TiO₂ (1,74–2,79 %) и P₂O₅ (0,54–1,05 %). Структуры, как правило, равномернозернистые, порфировое строение наблюдается только в породах из зон закалки. Плаггиоклаз меняется по составу от андезина до лабрадора, а клинопироксен представлен титансодержащим авгитом с железистостью f_{Мп} = 21–24 % (табл. 57).

Примером сиенит–габбродиабазовых ассоциаций, проявившихся в зонах активизаций, формировавшихся на каледонском складчатом основании Северного мегаблока, может служить урэгнурский комплекс Цаган–Шибетинской зоны глубинного разлома (см. рис. 2), представленный многочисленными дайками, линзообразными и штоковидными телами габбродиабазов. Детальное исследование геологии и вещественного состава пород, включавшихся ранее в урэгнурский комплекс, позволяет выделить в этом районе два базитовых комплекса – цаганшибетинский пикродолеритовый (см. предыдущий раздел) и собственно урэгнурский габбродиабазовый. При этом установлено, что габбродиабазы урэгнурского комплекса прорывают (инъецируют) пикритовиды и, следовательно, являются по возрасту более молодыми.

Среди габбродиабазов урэгнурского комплекса преобладают мелко-, среднезернистые разновидности, в относительно крупных телах на восточных склонах хр. Цаган–Шибету (вблизи сомона Сагил) наблюдались и крупнозернистые габбродиабазы. Габбродиабазы нередко секутся более поздними дайкообразными

Таблица 58. Химический состав сиенитов, ассоциирующих с габбродиабазами в районе оз. Урэг-Нур (восточный склон хр. Цаган-Шибегу)

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.пл.	P ₂ O ₅	Сумма
1	Кр5087	59,8	1,24	10,5	7,80	7,29	0,36	0,54	1,33	6,88	2,31	1,27	0,24	99,56
2	Кр5088	60,2	1,13	11,4	6,42	7,54	0,38	0,50	1,63	7,44	2,15	0,98	0,24	100,01
3	Кр5089	59,6	1,26	10,3	7,22	7,90	0,37	0,0	3,47	6,88	2,00	1,28	0,26	100,54
4	Кр5090	64,0	0,83	9,7	10,51	3,77	0,28	0,0	1,02	6,80	2,46	1,06	0,12	100,55
5	Кр5091	64,7	0,29	6,8	14,49	2,26	0,24	0,36	0,20	6,56	3,64	0,59	0,01	100,14
6	Кр5092	59,7	1,37	11,0	3,09	10,27	0,29	1,18	3,47	6,00	2,00	1,14	0,21	99,72
7	Кр5094	62,4	0,72	10,6	9,27	4,17	0,29	0,14	1,43	7,44	2,62	1,00	0,08	100,16
8	Кр5095	60,8	1,34	11,4	6,32	7,72	0,31	0,60	2,04	5,60	1,52	1,38	0,37	99,40
9	Кр5109	62,3	0,74	15,4	2,51	5,75	0,11	0,40	3,50	7,24	0,95	0,82	0,12	99,84

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ПГО "Запсибгеология".

Таблица 59. Средние химические составы пород герцинской сиенит-габбродиабазовой формации Западной Монголии и аргимбайского комплекса Казахстана

№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	24	48,10 2,06	2,99 1,06	15,57 1,98	12,42 2,85	0,21 0,05	6,16 1,39	9,21 1,27	3,61 0,60	0,91 0,21	0,49 0,52	9,27 1,48	27,71 3,86	85,65 3,17	-9,91 2,67	53,19 8,69
2	6	50,57 4,05	2,29 0,38	16,18 1,05	10,97 2,15	0,17 0,07	5,21 1,74	7,91 1,03	3,11 0,84	1,59 0,37	0,78 0,17	9,36 2,28	23,37 4,78	74,66 1,73	-3,46 5,10	55,07 5,67
3	54	53,57 2,26	1,71 0,26	17,14 1,01	8,51 0,93	0,16 0,04	4,57 1,28	6,91 1,33	4,82 0,57	1,61 0,46	0,54 0,18	12,97 1,50	19,52 3,01	82,10 4,06	-6,00 4,67	59,11 6,92

Примечание. 1 - габбродиабазы урэгнурского комплекса; 2 - габбродиабазы Хайрханского силла; 3 - базиты аргимбайского комплекса Казахстана /П.В. Ермолов и др., 1976/. Анализы 1, 2 - по данным табл. 56.

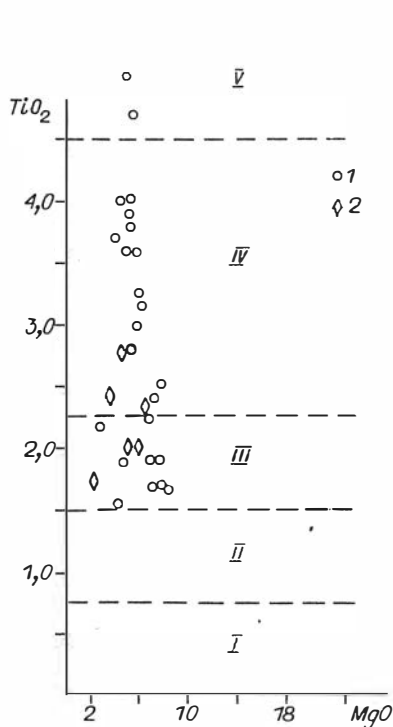


Рис. 73. Диаграмма $TiO_2 - MgO$ для пород герцинской габбродиабазовой ассоциации Западной Монголии.

Поля пород весьма низкотитанистых (I), умеренно низкотитанистых (II), умеренно высокотитанистых (III), весьма высокотитанистых (IV), крайне высокотитанистых (V). 1 - урэгнурский комплекс, 2 - Хайрханский силл.

телами и жилами пегматоидных габбро. Те и другие инъецируются плагиосиенитами и субщелочными сиенитами, образующими мелкие интрузивные тела, а также линзы, гнезда и многочисленные жилообразные обособления. Плагиоклазовая (натровая) специфика этих пород нашла свое отражение в их химизме (табл. 58). Наличие плагиосиенитов в ассоциации с габбродиабазами в Хайрханском силле и в районе оз. Урэг-Нур сближает герцинские интрузии габбродиабазов Западной Монголии с аргимбайским сиенит-габбровым комплексом в Зайсанской складчатой области Казахстана /Владимиров и др., 1979/. Это подтверждается сходством и химического состава пород ассоциаций (табл. 59).

Габбродиабазы урэгнурского комплекса состоят из плагиоклаза (47-54 % An), титан-авгита, бурый роговой обманки и небольшой примеси биотита. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом и апатитом, присутствующими иногда в значительных количествах. Оливиновые и ортопироксеновые разновидности практически не встречаются. По составу, структуре и характеру аутометасоматических изменений габбродиабазы урэгнурского комплекса близки к габбро-

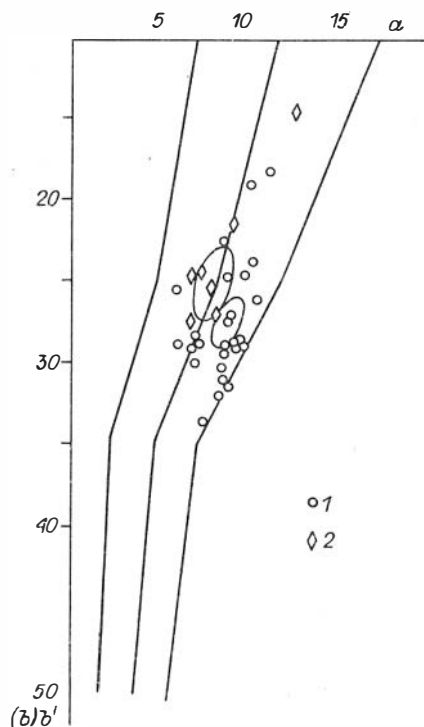


Рис. 74. Диаграмма $a - b (b')$ для пород герцинской габбродиабазовой ассоциации Западной Монголии и доверительные эллипсы средних составов.

1 - урэгнурский комплекс; 2 - Хайрханский силл.

диабазам Хайрханского силла. Они всегда сопоставлялись с габброидными интрузиями торгалькского комплекса Тувы, возраст которого датировался верхним девонем – нижним карбоном /Кривенко, Павлов, 1963; Геология..., 1973/. Исходя из геологического положения Хайрханского силла, возраст герцинских, в том числе урэгнурских, габбродиабазов Западной Монголии должен быть не древнее раннего карбона. Аналогичную позицию занимают дайки габбродиабазов района оз. Шарагуй–Нур в зоне сопряжения герцинид Гоби–Алтайской зоны с Ихэбогдинской шовной зоной. Здесь дайки габбродиабазов мощностью до 30 м прорывают эффузивно–осадочные толщи раннекарбонового возраста.

По химическому составу габбродиабазы урэгнурского комплекса в общем близки к основным породам Хайрханского силла, несколько отличаясь более высокой титанистостью и натровостью при относительно меньших содержаниях калия (см. табл. 59). В целом породы герцинской габбродиабазовой формации характеризуются относительно низкой глиноземистостью, повышенной железистостью (магнезиально–железистый тип), высокой, а в ряде случаев крайне высокой титанистостью (рис. 73) и фосфористостью. Последнее особенно характерно для габбродиабазов урэгнурского комплекса, в которых содержания TiO_2 достигают 5,12 %, а P_2O_5 – 2 %. На петрохимической диаграмме (рис. 74) средние составы габбродиабазов Хайрханского силла и урэгнурского комплекса размещаются в поле умеренно щелочных пород, по общей меланократовости они размещаются в области перехода от лейкобазитов к меланобазитам.

Таким образом, рассмотренная сиенит–габбродиабазовая формация существенно отличается по комплексу вещественных признаков от пикритоидной и пикродолеритовой ассоциаций и должна рассматриваться как особый тип базитовых интрузий герцинской эпохи.

Габбро–монцодиоритовая формация

Интрузии этого типа широко проявлены в герцинских структурах Южно–Монгольской системы и в зонах средне–, позднепалеозойской активизации на Хангайском нагорье. Они, как правило, предшествуют позднепалеозойским гранитам (C_3 – P). В Барунхурайском синклинии габбро–монцодиоритовые интрузии включены в ошигинский монцонит–граносиенит–гранитный комплекс в качестве ранней его фазы /Амантов, Матросов, 1963; Гранитоидные и щелочные формации..., 1975/. Р.А. Хасин выделил в Южно–Монгольской системе габбро–монцонит–граносиенитовую формацию каменноугольного возраста /Геология., 1973/. А.С. Павленко рассматривает габброиды этого типа в составе габбро–монцонит–банатитовой формации /Павленко и др., 1974/. Гранитоиды этих ассоциаций достаточно хорошо изучены, тогда как состав, петрологические особенности и формационная принадлежность предшествующих им габброидов в полной мере не выяснены.

В гранитах часто встречаются останцы гранитизированных основных эффузивов, превращенные в диорито– и монцонитоподобные породы, которые зачастую картируются в качестве ранних фаз гранитоидных ассоциаций. В большинстве случаев ранние габброиды, встречающиеся в ксенолитах и блоках среди гранитов, относятся к охарактеризованной выше пикродолеритовой формации, имеющей, вероятнее всего, верхнекарбоновый возраст. В то же время в некоторых массивах устанавливаются биотитсодержащие оливиновые габброиды и оливиновые монцодиориты, которые существенно отличаются от пород пикродолеритовых интрузий по составу, формам и времени проявления. Габброиды этого типа в наибольшей степени сближены с формирующимися вслед за ними гранитами по местоположению и возрасту, в силу чего обычно включаются вместе с гранитами в состав

Таблица 60. Определения абсолютного возраста герцинских габбро-монцодиоритовых массивов K/Ar методом (по биотиту)

№ п/п	№ обр.	Содержание		Ar ⁴⁰ ; K ⁴⁰	Возраст, млн лет
		K, %	Ar ⁴⁰ , нг/г		
1	И2462	5,79	136,00	0,01971	311
2	И2463	7,00	151,00	0,01808	287
3	И2538	6,22	165,5	0,0223	348

Примечание. Массивы: 1, 2 – Дзараулинский, 3 – Дзадгайнурский. Анализы выполнены в отделе изотопов ВСЕГЕИ под руководством И.А. Загрузиной. $\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹, $\lambda_\beta = 1,962 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹.

единых габбро-гранитных комплексов. Вместе с тем они иногда встречаются отдельно от гранитов, во всех случаях резко обособляются по составу и выступают по этим и ряду других признаков как автономные, петрогенетически самостоятельные лейкобазитовые интрузии повышенной щелочности.

Авторами изучены габбро-монцодиоритовые интрузивы в Дзабханской зоне и на Хангайском нагорье (см. рис. 2). К этой ассоциации отнесены массив горы Дзара-Ула в левобережье р. Дзабхан, Дзадгайнурский интрузив в южной части Бу-Шаганской мульды и ряд небольших интрузивов южнее Баянхонгорской зоны. Кроме того, изучены карбоновые монцодиоритовые интрузивы в правобережье р. Чулуту. Габбро-монцодиоритовые массивы Южно-Монгольской зоны герцинид не рассматриваются, так как по ним собственных материалов авторы не имеют. Данные калий-аргонового возраста указывают на карбоновый возраст массивов этой формации (табл. 60).

ДЗАРАУЛИНСКИЙ МАССИВ

Дзараулинский габбро-монцодиоритовый массив находится в левобережье р. Дзабхан в 20 км к западу от сомона Гулин. В районе горы Дзара-Ула среди биотит-амфиболовых гранодиоритов и порфиroidных биотитовых гранитов, отнесенных С.П. Гавриловой к пермским гранитоидным ассоциациям, расположены блоки и ксенолиты в различной степени амфиболизированных и гранитизированных оливинсодержащих габбро и монцодиоритов, безоливиновых и кварцсодержащих монцодиоритов (рис. 75). Эти породы прорываются биотит-амфиболовыми и пироксенсодержащими гранодиоритами, граносиенитами и гранитами, которые большинством исследователей объединяются в единый ряд габбро-монцит-граносиенит-гранитных интрузий в рамках одной сложной ассоциации. Установлен следующий порядок формирования этих интрузий: 1 – оливиновые и безоливиновые долериты; 2 – крупнозернистые дифференцированные лейкократовые габбро; 3 – оливиновые монцодиориты с эндоконтактной фацией кварцсодержащих монцодиоритов; 4 – биотит-пироксеновые, биотит-амфиболовые и кварцсодержащие монцодиориты; 5 – биотит-амфиболовые и пироксенсодержащие гранодиориты, граносиениты; 6 – биотит-амфиболовые граниты; 7 – послегранитовые дайки кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов. Условно к первой фазе отнесены мелкозернистые лейкократовые габбродолериты и долериты с шаровой отдельностью, которые встречаются в ксенолитах среди оливин- и кварцсодержащих монцодиоритов (см. рис. 75). Судя по всему, они первоначально слагали не-

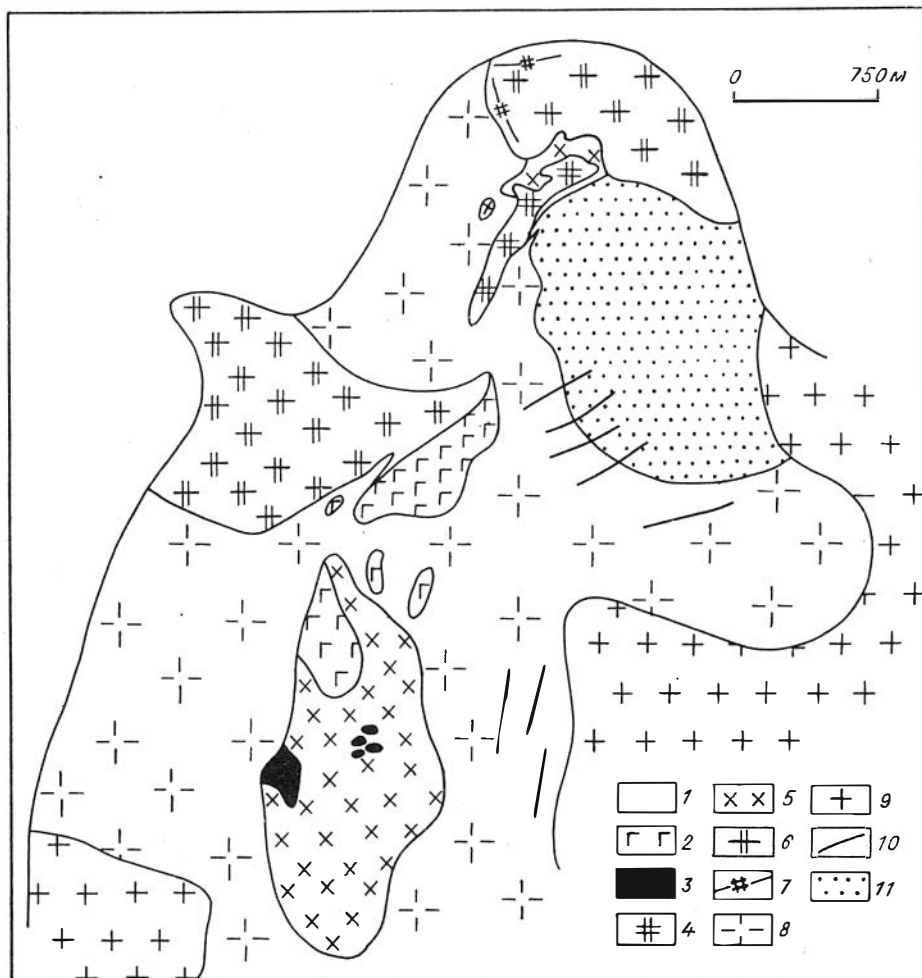


Рис. 75. Схема геологического строения Дзараулинского габбромонодиоритового массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - крупнозернистые субофитовые габбро; 3 - габбродолериты; 4 - оливинсодержащие монодиориты; 5 - кварцевые монодиориты и диориты; 6 - биотит-амфиболовые граносиениты и граниты; 7 - дайки диабазов и диоритовых порфиритов; 8 - порфириовидные граносиениты; 9 - лейкократовые биотитовые граниты; 10 - дайки диабазов; 11 - ороговикованные венд-нижнекембрийские отложения.

большое дайкообразное тело, прорванное монзонитоидами. Крупнозернистые субофитовые габбро, варьирующие по меланократовости от анортозитов до меланогаббро, встречаются в крупных блоках и останцах среди кварцсодержащих монодиоритов и порфириовидных биотитовых граносиенитов. Соотношения этих габброидов с ранее рассмотренными габбродолеритами не ясны. В этой группе пород преобладают лейкократовые крупнозернистые разновидности субофитовых габбро с идиоморфными кристаллами плагиоклаза, окруженного пойкилитовыми выделениями клинопироксена и амфибола. Характерны интенсивные вторичные изме-

нения этих габброидов и широкое развитие в них пирита и пирротина. По особенностям состава и структуры лейкократовые субофитовые габбро довольно существенно отличаются от габбродолеритов и оливинсодержащих монцодиоритов, поэтому отнесение их к габбро-монцодиоритовому комплексу не вполне однозначно. Вместе с тем при решении этого вопроса необходимо иметь в виду, что субофитовые крупнозернистые габбро сходного состава установлены в Дзадгайнурском массиве среднепалеозойской габбро-монцодиоритовой формации. Они известны среди ранних фаз и Чагансубургинского массива, относящегося к карбоновой габбро-монцит-банатитовой формации /Павленко и др., 1974/. Кроме того, лейкократовые офитовые габбро в ассоциации с габбродолеритами и монцодиоритами установлены в составе позднепалеозойско-раннемезозойской габбро-монцодиоритовой формации в верховьях р. Идэр. Таким образом, они являются, по существу, постоянной составной частью габбро-монцодиоритовых ассоциаций.

В районе горы Дзара-Ула наблюдаются, кроме того, выходы свежих оливинсодержащих монцодиоритов, которые имеют интрузивные контакты с ороговикованными вулканогенно-осадочными венд-, нижекембрийскими толщами. Последние представляют собой останец кровли в биотитовых порфиroidных гранитах. В контакте этих монцодиоритов с известняками образуются гранат-воластонитовые скарны. По метапелитам возникают пироксеновые, пироксен-амфиболовые и амфиболовые роговики. В эндоконтакте оливинсодержащие монцодиориты сменяются кварцсодержащими. Мощность эндоконтактной зоны 10-15 м. В северной части монцодиориты прорываются средне-, равномернозернистыми амфибол-биотитовыми гранитами граносиенит-гранитного комплекса. Монцодиориты в контакте ороговикованы, гранитизированы, биотитизированы и превращены в диориты и кварцевые диориты пестрого состава. Не затронутые этими изменениями разновидности однородны по составу (табл. 60). В них часто проявляются порфиroidные структуры. Во вкрапленниках - зональный основной плагиоклаз, оливин и зональный клинопироксен. В монцодиоритах встречаются ксенолиты габбродолеритов, которые относятся к более ранним фазам формирования данной ассоциации.

В юго-западной части изученного участка (см. рис. 75) среди порфиroidных биотитовых граносиенитов расположен крупный останец однородных средне-, мелкозернистых монцодиоритов и кварцсодержащих монцодиоритов, которые, в свою очередь, содержат разобщенные ксенолиты и блоки габбродолеритов и офитовых габбро. Породы габбро-монцодиоритового и граносиенит-гранитного комплексов прорываются порфиroidными биотитовыми граносиенитами и мелкозернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами, которые относятся к следующему еще более позднему собственно гранитному комплексу.

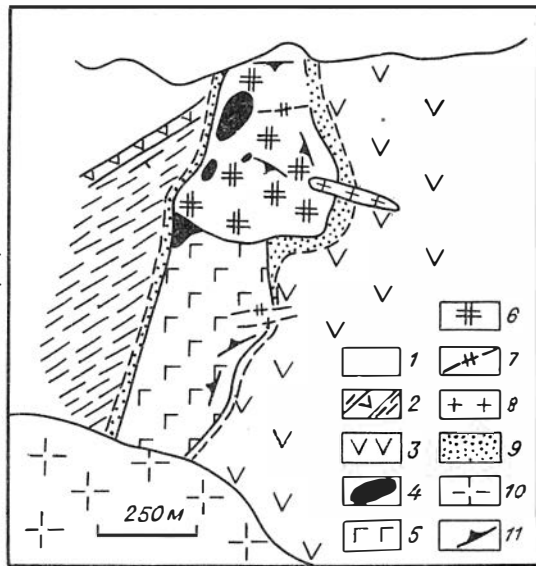
ДЗАДГАЙНУРСКИЙ МАССИВ

Этот массив расположен в 20 км к югу от самона Бу-Чаган в южной части Хангайского блока. Он приурочен к контакту карбоновых вулканогенно-осадочной и вулканогенной толщ. В западной части вмещающие породы представлены туфоконгломератами, туфоалевролитами, туфопесчаниками с редкими прослоями эффузивов основного и среднего состава. В восточной преобладают вулканы основного состава. Южная окраина интрузива срезается порфиroidными биотит-амфиболовыми гранитами (рис. 76).

Дзадгайнурский интрузив вытянут в меридиональном направлении на 2 км при ширине 300-350 м. Несмотря на небольшие размеры, он имеет сложное многофазное строение. Установлена следующая последовательность внедрений: 1 - дифференцированные оливиновые габбро, троктолиты, анортозиты; 2 - круп-

Рис. 76. Схема геологического строения Дзадгайнурского габбро-монцодиоритового массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - вулканогенно-осадочные отложения; 3 - вулканиты основного и среднего состава; 4 - дифференцированные оливиновые габбро, троктолиты и анортозиты; 5 - крупнозернистые субофитовые габбро; 6 - оливинсодержащие монцодиориты; 7 - дайки кварцевых монцодиоритов; 8 - дайки граносиенит-порфиров; 9 - дайки граносиенит-порфиров; 10 - роговики; 11 - элементы залегания трахитоидности.



нозернистые пегматоидные субофитовые габбро; 3 - мелко-, среднезернистые оливинсодержащие монцодиориты; 4 - дайки кварцсодержащих монцодиоритов; 5 - дайки граносиенитов.

Габброиды первой фазы наблюдаются в ксенолитах и останцах в оливинсодержащих монцодиоритах. В относительно крупных телах устанавливается первичномагматическая расслоенность, полосчатость и трахитоидность. Расслоенная серия сложена главным образом оливиновыми габбро и троктолитами, среди которых отмечаются отдельные горизонты и слои анортозитов, меланократовых габбро и троктолитов. Меланотроктолиты встречаются также в секущих дайках и жилобразных телах среди лейкократовых оливиновых габбро.

Вслед за этим, судя по всему, формируются крупнозернистые местами пегматоидные лейкократовые субофитовые габбро, в которых проявляется трахитоидность субмеридионального простирания. Оливин в этих габброидах отсутствует. Широко проявлен кумулюсный клинопироксен. Среди этих пород встречаются ксенолиты сильно измененных мелкозернистых меланократовых габбро, близких по составу и текстурным особенностям к габброидам первой фазы. Эти наблюдения позволяют предполагать относительно более позднее формирование субофитовых габбро в качестве следующих за оливиновыми габброидами дифференциатов базитового расплава.

К поздним образованиям габбро-монцодиоритового комплекса относятся также мелко-, среднезернистые оливинсодержащие монцодиориты, слагающие единое недифференцированное тело в северной части интрузива (см. рис. 76). В северо-западной части в них встречаются блоки и ксенолиты оливиновых габбро. Непосредственных соотношений с субофитовыми габбро не наблюдалось. По особенностям петрографического и петрохимического состава оливинсодержащие монцодиориты близки к соответствующим породам Дзараулинского массива, что свидетельствует о принадлежности этих массивов к единому комплексу.

Важной особенностью Дзадгайнурского интрузива является полное отсутствие в нем пород гранитоидного состава. Отмечаются только небольшие дайки кварцсодержащих монцодиоритов. Проявляющаяся таким образом разобщенность ареалов распространения габбро-монцодиоритовых и гранодиорит (сиенит)-гранитных интрузивов, наряду с коренными различиями в составе исходных расплавов, позволяет рассматривать их в качестве сближенных во времени, но петрогенетических самостоятельных комплексов базитового и гранитоидного рядов.

ХАРАТЭГСКИЙ ИНТРУЗИВ

Примером пространственно совмещенной габбро-монциодорит-граносиенит-гранитной ассоциации является небольшой Харатэгский многофазный интрузив в междуречье Туин-Гола и Бурдйин-Гола к югу от Баян-Хонгора. В восточной части этого массива наблюдается останец пород ранней фазы внедрения, представленной лейкократовыми пироксен-биотитовыми монциодоритами и габбро, существенно варьирующими по степени раскristаллизации и составу. Вблизи контакта с роговиками в монциодоритах появляются интерстициальный кварц и крупные пойкилокристы биотита. Кварцсодержащие монциодориты встречаются в инъекциях среди роговиков. В габброидах отмечается редкая вкрапленность сульфидов.

Западная часть массива сложена однородными кварцсодержащими пироксен-биотитовыми монциодоритами, которые имеют интрузивные контакты с вулканогенно-осадочными толщами среднего карбона. В контакте развиваются амфиболовые роговики. В этих породах встречаются ксенолиты и блоки лейкократовых габбро с шаровой отделенностью, которые близки по составу к базитам восточной части массива. Большая часть Харатэгского массива сложена среднезернистыми биотит-амфиболовыми граносиенитами, которые по мере приближения к контактам становятся порфиroidными и мелкозернистыми. Граносиениты секутся дайками лейкократовых гранитов и гранит-аплитов.

ХАЛДЗАНГИЙНДАБИНСКИЙ МАССИВ

В Хангайском нагорье известны среднепалеозойские лейкобазитовые интрузии, которые включаются в тарбагатайский комплекс /Федорова, 1971/. В правобережье р. Чулуту в районе перевала Халдзангийн-Даба изучен небольшой габбро-монциодоритовый массив, который по особенностям состава аналогичен ранее описанным интрузивам. Этот массив прорывает докембрийские плейчатые биотитовые и гранат-биотитовые кристаллические сланцы. Он сложен однородными кварцсодержащими биотит-клинопироксеновыми и биотит-двоупироксеновыми монциодоритами, которые секутся дайками порфиroidных граносиенитов и габбродолеритов. Ранние габброидные фазы в этом массиве не установлены.

ОБЩАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАББРО-МОНЦИОДИОРИТОВЫХ МАССИВОВ

Габброиды ранних фаз внедрения в различных массивах широко варьируют по составу. Как правило, выделяются два типа базитов: оливиновые габбродолериты, или дифференцированные оливиновые габбро, и крупнозернистые лейкократовые часто офитовые габбро. В Дзадгайнурском массиве ранняя фаза сложена анортозитами, лейкократовыми оливиновыми габбро, троктолитами и меланократовыми габбро. Для этих пород установлены следующие кумулюсные парагенезисы: оливин + шпинель, оливин + плагиоклаз, оливин + плагиоклаз + клинопироксен, плагиоклаз + клинопироксен, плагиоклаз. Ортопироксен встречается только в виде кайм вокруг оливина. По набору кумулюсных парагенезисов и степени дифференцированности эти габброиды близки к габброидам раннепалеозойской габбро-монциодоритовой формации. В отличие от них оливиновые габброиды Дзадгайнурского массива характеризуются резкой зональностью плагиоклаза, что свидетельствует о большей скорости кристаллизации базитовой расплава и, следова-

тельно, меньшей глубине становления среднепалеозойских интрузий. В ядерных частях кристаллов плагиоклаза установлен битовнит (80 % An), который в краевых зонах сменяется андезин-лабрадором (42-57 % An). Другой отличительной их особенностью является широкое развитие в интеркумулусном парагенезисе биотита и апатита, что определяется более высокой щелочностью и фосфористостью родоначальных расплавов.

Крупнозернистые субофитовые габбро встречаются в Дзараулинском и в Дзадгайнурском массивах. Они характеризуются резким идиоморфизмом зонального плагиоклаза (42-54 % An). В интерстициях отмечается клинопироксен и буро-зеленый амфибол. Встречаются биотит и сульфиды (пирит и пирротин). В качестве акцессорного минерала широко проявлен апатит.

В оливиновых монцодиоритах ранний парагенезис представлен оливином, ритмично зональным плагиоклазом (40-55 % An) и клинопироксеном. В ядерных частях плагиоклаз представлен незональным битовнитом (75-80 % An). Во вкрапленниках клинопироксена также установлена зональность: ядра их сложены субкальциевым авгитом ($f_{Mn} = 26-28 \%$, $Al^{IV} = 110-130$, табл. 61),

а краевые, периферические, зоны близки по составу к несколько более железистой разновидности тех же субкальциевых салитов ($f_{Mn} = 30,5 \%$). В общем в пироксене по мере кристаллизации устанавливается уменьшение содержаний Mg, Ca, Ti, Al, Na и увеличение содержаний Si и Fe. Эти изменения можно объяснить увеличением кремнекислотности лейкобазитового расплава в ходе эволюции магматического процесса. Этому соответствует устанавливаемая для данной ассоциации гомодромная последовательность внедрений. Оливин в монцодиоритах замещается с краев каймами ортопироксена и магнетита, которые образуют симплектитовые сростания. По мере увеличения кремнекислотности расплава оливин в монцодиоритах замещается ортопироксеном, а оливинсодержащие монцодиориты сменяются кварцсодержащими.

Интеркумулусный поздний парагенезис в монцодиоритах представлен андезин-олигоклазом, буро-зеленым амфиболом, биотитом, ортоклазом и кварцем. Широко проявлены магнетит и апатит. Биотиты из монцодиоритов характеризуются высокой железистостью ($f = 50$), низкой фтористостью ($F = 0,37 \%$), а также высокими содержаниями бария и рубидия (табл. 62, 63). По этим параметрам они хорошо отличаются от биотитов из габброидов пикродолеритовой формации (см. табл. 52). Парагенезис основного плагиоклаза с ортоклазом, пироксеном и биотитом, высокие содержания Ba и Sr как в породах, так и в породообразующих минералах позволяют относить рассматриваемую ассоциацию к латитовому геохимическому типу /Таусон, 1977/.

Петрохимическая характеристика среднепалеозойской габбро-монцодиоритовой формации основывается на 65 оригинальных химических анализах пород (табл. 64). Средние составы по главным типам пород приведены в табл. 65. В целом рассматриваемая ассоциация характеризуется гомодромной последовательностью внедрений. По мере возрастания кремнекислотности устанавливается резкое увеличение щелочности (рис. 77). Ранние габброиды обладают низкой общей щелочностью, тогда как монцонитоиды - умеренно повышенной; при этом натрий всегда преобладает над калием (см. рис. 77). По характеру распределения щелочей в породах разной кремнекислотности монцодиоритовая ассоциация близка к ранним фазам дзурунтайского и тарбагатайского комплексов. Ошигинский комплекс Барунхурайского синклиория характеризуется в целом более высоким уровнем щелочности.

В составе габбро-монцодиоритовой формации выделяются две группы пород, резко различающихся по особенностям состава: мафитовая и лейкомафитовая (монцодиоритовая). Мафитовая группа объединяет дифференцированные оли-

Таблица 61. Состав клинопироксенов из Дзараулинского массива габбро-мондиоритовой формации

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50,59	51,40	52,38	52,27	51,35	50,05	49,68	51,02	52,04
TiO ₂	1,00	0,86	0,50	0,25	1,14	1,04	0,94	0,83	0,53
Al ₂ O ₃	3,36	2,66	1,68	0,99	3,16	3,70	2,87	2,87	2,05
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,01	-	0,02	0,01	0,03	0,04	-
FeO	9,01	9,98	10,63	12,79	10,43	8,86	8,03	8,63	8,99
MgO	13,56	13,91	13,57	12,66	13,48	13,68	13,90	14,08	14,51
CaO	20,98	20,17	10,64	19,77	20,40	21,03	21,43	20,64	20,27
Na ₂ O	0,51	0,52	0,52	0,33	0,56	0,49	0,45	0,45	0,32
Сумма...	99,05	99,52	99,92	99,07	100,55	98,07	98,87	98,07	98,21
f	27,1	28,7	30,5	36,2	30,3	28,7	26,8	26,4	27,3
Wo	44,8	42,6	43,2	41,7	43,1	44,8	42,7	45,6	44,0
En	40,2	41,0	39,5	37,2	39,6	40,5	42,5	41,1	41,7
Fs	15,0	16,4	17,3	21,1	17,3	14,7	15,3	14,8	14,3

Примечание. 1-7 обр. И2466 - мондиорит; 1-3 - порфиритовый вкрапленник (1 - центральная часть, 2 - средняя, 3 - краевая), 4 - из основной массы; 5-7 - вкрапленники; 8 - И2463 - мондиорит; 9 - И2462 - мондиорит. Анализы выполнены на микроанализаторе "Самебах" ИГиГ СО АН СССР. Оператор О.Н. Майорова.

Таблица 62. Химический состав биотитов из оливиновых монцодиоритов Дзараулинского массива

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	И2462	36,2	5,46	13,1	3,44	18,32	0,14	10,9	0,52	0,36
2	И2463	36,6	5,46	13,0	4,07	17,21	0,13	10,9	0,45	0,39
3	И2467	36,6	5,35	12,9	3,68	17,51	0,14	10,9	0,45	0,37

Окончание табл. 62

№ п/п	№ обр.	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	BaO	SrO	F	Сумма
1	И2462	7,95	0,07	0,20	2,82	0,65	0,014	0,37	99,98
2	И2463	8,85	0,08	0,12	2,55	0,57	0,011	0,35	100,21
3	И2467	7,95	0,07	0,20	2,66	0,64	0,013	0,37	99,32

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Л.А. Горчукова.

Таблица 63. Содержания Rb и Sr в породах и биотитах из Дзараулинского массива, г/т

№ п/п	№ обр.	Rb	Sr	Rb/Sr
1	И2462	75	750	0,100
2	И2463	61	960	0,064
3	И2466	81	880	0,092
4	И2462	670	30	22,3
5	И2463	640	30	21,3
6	И2466	560	30	18,7

Примечание. 1-3 - породы, 4-6 - биотиты. Анализы выполнены атомно-абсорбционным методом в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитики И.Ю. Иванченко и Н.Я. Аксенова.

виновые габбро ранних фаз внедрения и крупнозернистые субофитовые габбро. Эти породы характеризуются весьма низкой щелочностью, умеренно низкой титанистостью и высокой глиноземистостью (21-26 % Al₂O₃, см. табл. 65, рис. 78). По меланократовости они сильно варьируют как в пределах одного интрузива, так и от ареала к ареалу. В Дзадгайнурском массиве особенности состава пород хорошо согласуются с фракционированием оливина и плагиоклаза. Можно предполагать, что формирование офитовых габбро Дзараулинского массива сопровождалось фракционированием плагиоклаза, о чем свидетельствует присутствие среди них горизонтов анортозитов (см. табл. 64, рис. 78). В целом субофитовые габбро характеризуются умеренно лейкократовым уклоном, по щелочности они варьируют от низкощелочных (Дзадгайнурский массив) до умеренно низкощелочных (Дзараулинский массив). По сравнению с оливиновыми габброидами эти породы обладают более высокой железистостью, титанистостью, крем-

Таблица 64. Химические составы пород герцинской габбро-монциоритовой формации

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.л.	P ₂ O ₅	Сумма
Дзержинский массив														
Крупнозернистые субфитовые габбро, анортозиты														
1	Kp5399	41,92	0,61	30,60	4,59	3,48	0,06	0,84	14,93	1,32	0,27	1,24	0,06	99,92
2	Kp5394	46,24	0,50	26,50	2,33	2,98	0,07	2,05	13,55	2,00	0,70	1,40	0,10	98,42
3	Kp5401	46,91	0,58	26,48	3,74	3,12	0,09	2,05	13,10	2,05	0,59	0,81	0,06	99,58
4	Kp5397	42,08	1,12	26,42	6,89	1,61	0,08	4,80	14,07	1,27	0,44	1,54	0,24	100,56
5	Kp5395	45,13	0,86	25,60	3,82	4,18	0,13	2,79	12,60	2,00	0,75	1,82	0,49	100,17
6	Kp5396	43,49	0,72	24,37	3,77	4,23	0,08	4,43	14,17	1,32	0,44	1,64	0,08	98,74
7	Kp5400	42,90	1,08	23,61	4,99	4,71	0,10	4,05	13,55	1,62	0,50	1,22	0,78	99,11
Габбродолериты														
8	P6083A	43,34	1,50	17,89	6,00	7,78	0,21	6,64	11,16	1,59	0,72	1,02	0,46	98,31
9	P6085	45,48	1,43	17,88	5,67	7,12	0,24	5,79	9,53	2,4	1,50	0,79	0,48	98,31
10	P6083	45,50	1,39	17,60	6,4	6,55	0,24	6,69	10,93	2,00	1,05	0,68	0,32	99,35
11	P6083B	45,92	1,52	17,98	5,62	7,17	0,24	5,16	9,54	2,23	1,68	0,72	0,50	98,28
Двуфирооксеновые и оливинсодержащие монциориты														
12	P6094Г	49,01	1,50	18,59	5,32	7,52	0,23	4,52	7,60	3,00	2,06	1,02	0,53	100,9
13	P6094Д	49,17	1,27	18,77	2,19	7,73	0,24	4,57	8,12	2,83	2,11	0,18	0,54	97,72
14	И2500	50,26	1,14	19,54	1,57	7,72	0,29	4,29	8,84	2,47	1,79	0,85	0,43	99,19
15	И6094В	50,46	1,25	18,50	2,74	7,48	0,24	4,46	7,82	3,06	2,28	1,19	0,53	100,01
16	И2462	47,84	1,04	18,77	2,37	6,20	0,54	6,69	7,23	3,00	2,72	0,89	0,41	97,70
17	И2491	50,07	1,18	17,30	3,07	7,19	0,30	4,46	9,16	2,65	1,75	1,31	0,44	98,88
18	И2481	50,90	1,13	17,50	2,55	7,46	0,27	3,98	8,84	2,88	2,14	0,98	0,44	99,07
19	И2479	50,93	1,08	17,29	2,77	7,55	0,21	3,60	9,00	3,08	2,24	1,03	0,45	99,23
20	И2466	51,03	1,08	19,92	2,92	6,65	0,16	5,33	5,31	2,12	2,33	0,91	0,42	98,68
21	И2465	51,59	1,10	18,83	2,21	7,19	0,20	5,11	5,45	3,00	2,33	0,79	0,43	98,84
22	И2476	51,63	1,08	19,20	2,52	7,01	0,21	3,45	7,38	2,83	1,71	0,89	0,40	98,31
23	И2470	52,32	0,95	18,85	2,38	6,38	0,22	3,71	7,38	3,17	2,25	0,87	0,43	98,91

24	И2477	52,49	1,00	19,19	2,44	5,84	0,20	3,50	7,59	3,08	2,24	0,95	0,42	98,94
25	И2467	52,75	0,99	18,58	1,97	6,56	0,21	5,51	4,27	3,00	2,62	0,87	0,44	97,77
26	И2468	52,76	1,13	22,52	2,79	6,20	0,17	1,97	3,99	3,75	2,55	0,93	0,44	99,20
Кварцсодержащий монцдиорит														
27	П6086	58,96	0,84	16,96	2,81	4,36	0,19	2,60	4,79	3,39	3,29	0,78	0,36	99,35

Дзадгайгурский массив

Оливиновые габбро, троктолиты, анортозиты

28	И2539	39,75	0,96	16,36	3,82	13,92	0,27	12,64	7,10	1,16	0,09	1,95	0,34	98,36
29	И2565	41,76	0,23	13,91	1,05	13,83	0,23	16,72	6,50	1,35	0,15	2,34	0,37	98,44
30	И2541-1	42,47	0,34	17,60	0,39	13,29	0,14	11,95	8,41	1,11	0,15	2,19	0,30	98,34
31	И2540	43,98	0,71	21,57	3,18	7,19	0,23	7,44	10,5	1,50	0,25	2,56	0,37	99,48
32	П6153	44,03	1,39	19,50	6,40	5,33	0,23	4,14	9,17	2,76	0,90	2,71	1,21	97,77
33	И2543	44,41	0,43	22,69	2,32	7,01	0,19	7,86	9,90	1,77	0,20	2,05	0,37	99,20
34	И2541	44,43	0,25	22,01	0,60	7,90	0,14	7,81	10,52	1,88	0,25	2,42	0,32	98,53
35	И2547	44,82	1,15	18,65	4,45	7,37	0,28	6,42	10,52	2,31	0,35	1,96	0,55	98,83
36	И2549	46,25	0,15	30,77	0,91	1,17	0,08	0,42	14,31	2,12	0,63	2,05	0,35	99,21

Крупнозернистые субофитовые габбро

37	И6155	46,68	1,39	20,42	4,94	5,27	0,17	3,72	9,76	2,91	0,61	0,90	1,13	97,90
38	П6157	46,68	1,43	20,40	4,91	5,91	0,23	4,25	9,32	2,81	0,90	2,77	0,54	100,15
39	И2566	46,73	1,15	18,66	4,79	5,75	0,32	4,30	10,27	2,13	0,64	3,15	0,54	98,43
40	П6158	46,85	1,5	18,90	3,12	6,92	0,25	3,83	9,24	2,71	0,75	2,77	0,52	97,36
41	П6154	47,16	1,28	20,53	4,55	4,69	0,22	4,10	8,70	3,01	0,55	2,59	0,99	98,37
42	П6156	47,18	0,65	23,29	2,85	5,40	0,14	4,25	8,50	2,56	0,66	2,63	0,14	98,25

Оливиновые монцдиориты

43	И2538	50,61	1,16	18,92	2,53	7,37	0,26	4,45	8,11	3,00	1,33	0,84	0,47	99,05
44	П6140	51,37	1,27	18,41	2,99	6,69	0,24	4,51	8,04	2,78	1,65	0,87	0,46	99,28
45	П2564	51,65	1,25	17,48	2,38	7,55	0,24	4,35	7,52	2,82	2,02	0,83	0,48	98,57
46	П6145	51,84	1,9	17,34	3,80	7,67	0,24	4,51	7,09	2,96	1,90	1,05	0,66	100,35
47	П6152	51,91	1,61	19,28	4,35	4,61	0,22	3,19	7,39	3,60	1,33	1,16	0,41	99,06

Окончание табл. 64

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₂₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.л.п.	P ₂ O ₅	Сумма
Оливиновые монцодиориты														
48	П6139	51,93	1,27	17,88	3,87	5,76	0,25	4,30	7,21	1,89	3,01	0,87	0,50	98,74
49	И2536	52,17	1,15	18,68	2,94	6,83	0,23	4,09	7,90	2,65	0,92	0,95	0,44	98,95
50	П6139А	52,23	1,25	18,33	3,31	5,83	0,21	4,14	7,39	3,01	1,90	0,87	0,50	98,97
51	И2559	52,97	1,15	19,07	0,65	7,19	0,27	3,07	7,38	3,12	1,71	1,11	0,48	98,17
52	П6149	53,18	1,18	18,40	3,98	5,69	0,19	4,46	6,94	3,18	1,80	0,79	0,46	100,25
53	П6147	53,24	1,29	17,68	2,74	6,91	0,33	3,66	6,64	3,12	2,20	0,88	0,63	99,32
54	И2561	53,27	1,11	19,73	2,16	6,11	0,21	2,81	7,19	3,25	1,95	0,83	0,43	99,05
55	П6148	53,59	1,27	17,61	2,97	7,37	0,23	4,09	6,50	3,19	2,20	1,01	0,62	100,65
Харатэгский массив														
Габбро														
56	И2670	49,94	0,76	20,37	4,07	4,89	0,11	4,36	8,71	3,37	0,50	1,67	0,41	99,16
57	И2682	49,08	0,76	19,84	4,41	4,68	0,19	4,80	8,86	3,37	0,50	1,61	0,40	98,50
58	И2667	51,49	0,94	18,86	3,64	5,47	0,12	4,22	8,52	3,41	0,75	1,67	0,38	99,47
Кварцсодержащий монцодиорит														
59	П6344	57,13	0,88	17,43	2,73	4,85	0,20	3,07	6,35	3,05	2,05	1,43	0,35	99,52
Халдзангйндабинский массив														
Двупироксеновые и кварцсодержащие монцодиориты														
60	7652	56,81	0,79	16,87	1,49	5,41	0,10	5,05	6,45	2,84	1,60	1,02	0,14	98,57
61	7656	56,26	0,79	16,85	1,30	5,94	0,13	4,93	7,02	2,75	1,24	1,05	0,18	98,44
62	7657	55,55	0,86	16,69	2,34	5,77	0,13	5,36	6,74	2,79	1,24	1,49	0,18	99,14
63	7664	56,86	0,72	16,71	1,31	5,77	0,12	5,05	6,74	2,58	1,67	1,08	0,18	98,79
64	7665	57,63	0,72	16,54	1,71	5,59	0,12	4,84	6,74	2,72	1,67	1,21	0,21	99,70
65	7666	56,27	0,79	16,71	3,68	5,60	0,09	5,15	6,60	2,72	1,62	1,14	0,14	100,51

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО "Запсибгеология".

Таблица 65. Средние составы пород герцинской габбро-монцодиоритовой формации

№ п/п	Число анали-зов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	7	44,9 2,2	0,80 0,24	26,7 2,1	7,4 4,2	3,1 1,5	13,9 0,8	1,69 0,37	0,54 0,17	0,26 0,28	5,2 1,1	16,0 4,5	82,8 2,6	-7,7 3,1	52,8 11,9
2	4	46,0 1,1	1,49 0,07	18,2 0,27	12,8 0,5	6,2 0,7	10,5 0,9	2,10 0,35	1,26 0,45	0,45 0,08	6,7 1,5	27,8 2,0	72,2 4,4	-10,8 0,8	53,6 2,7
3	15	51,9 1,6	1,15 0,13	19,2 1,2	9,6 1,0	4,5 1,2	7,3 1,7	2,98 0,36	2,25 0,31	0,45 0,04	10,1 1,0	19,1 2,0	66,8 3,3	2,8 4,5	54,9 7,4
4	1	59,8	0,85	17,2	7,0	2,6	4,8	3,43	3,33	0,36	12,6	12,1	61,0	9,0	59,8
5	8	45,0 2,0	0,54 0,38	21,1 5,2	11,2 4,8	9,2 5,0	10,0 2,5	1,71 0,45	0,27 0,17	0,38 0,08	4,4 1,6	27,6 12,0	91,2 3,4	-11,5 5,6	44,7 12,3
6	7	48,5 1,1	1,31 0,30	21,1 1,6	10,0 1,1	4,2 0,2	9,6 6,2	2,81 0,29	0,75 0,14	0,76 0,40	7,8 0,8	20,0 2,1	85,0 2,6	-5,0 3,1	56,9 3,1
7	13	53,2 0,9	1,27 0,12	18,6 0,8	9,4 0,8	4,0 0,6	7,5 0,5	3,02 0,41	1,87 0,52	0,51 0,08	9,7 0,8	17,9 2,0	71,0 8,0	0,6 2,0	56,8 2,5
8	3	51,5	0,84	20,2	8,9	5,6	8,9	3,47	0,59	0,40	8,9	18,9	89,9	-2,9	51,1
9	1	57,1	0,88	17,4	7,3	3,1	6,4	3,05	2,05	0,35	-	-	-	-	-
10	6	57,7 0,8	0,79 0,05	17,1 0,2	7,6 0,8	5,2 0,2	6,9 0,2	2,78 0,09	1,53 0,20	0,17 0,02	8,4 0,3	17,3 0,9	73,4 3,1	9,6 1,4	45,1 2,2

Примечание. 1-4 - Дзараулинский массив; 1 - лейкократовые субофитовые габбро, 2 - габбродолериты, 3 - оливинсодержащие монцодиориты, 4 - кварцевые монцодиориты; 5-7 - Дзедгайгурский массив; 5 - оливиновые габбро, 6 - лейкократовые субофитовые габбро, 7 - оливиновые монцодиориты; 8, 9 - Харагэгский массив; 8 - троктолиты, 9 - кварцевые монцодиориты; 10 - Халдзаангйндабинский массив, монцодиориты.

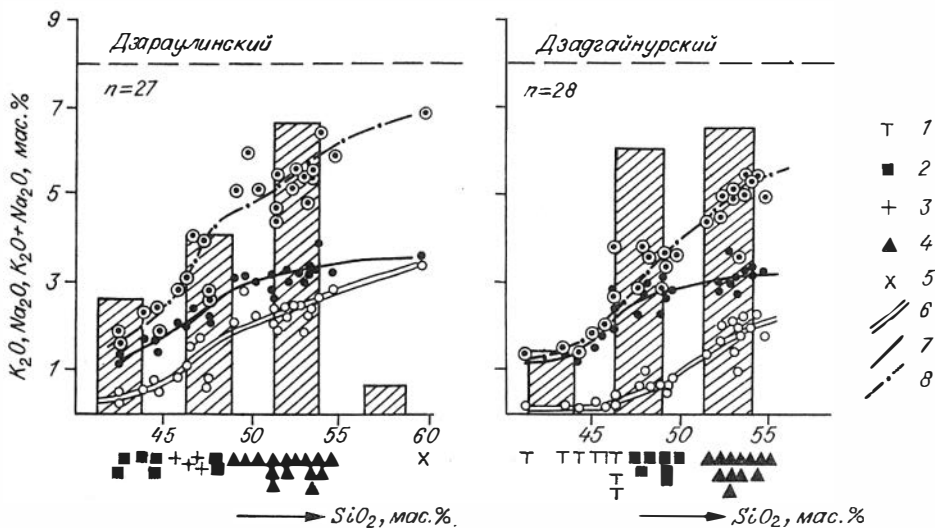
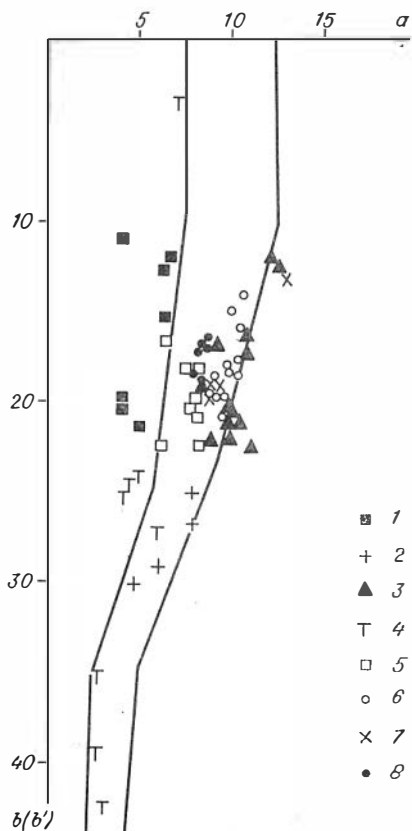


Рис. 77. Вариационные диаграммы пород среднепалеозойской габбромонцодиоритовой формации.

1 – оливиновые габбро, троктолиты и анортозиты; 2 – крупнозернистые субофитовые габбро; 3 – габбродолериты; 4 – оливинсодержащие монцодиориты; 5 – кварцевые монцодиориты и диориты; 6 – K_2O , 7 – Na_2O , 8 – $K_2O + Na_2O$, мас. %.



некислотностью и щелочностью (см. табл. 64, рис. 77, 78), что позволяет рассматривать их в качестве продуктов кристаллизации дифференцированного базитового расплава, обогащенного флюидами и щелочами.

Лейкомафиты объединяют оливиновые, двупироксеновые и кварцсодержащие монцодиориты, которые характеризуются лейкократовым, умеренно щелочным, умеренно низкотитанистым и высокоглиноземистым уклонами (см. табл. 65, рис. 77, 78). Признаки кристаллизационной дифференциации в них практически отсутствуют.

Рис. 78. Диаграмма $a-b'$ для пород среднепалеозойской габбро-монцодиоритовой формации.

1–3 – Дзараулинский массив: 1 – субофитовые габбро, 2 – габбродолериты, 3 – двупироксеновые и оливинсодержащие монцодиориты; 4–6 – Дзадгайнурский массив: 4 – оливиновые габбро, троктолиты и анортозиты, 5 – субофитовые габбро, 6 – оливиновые монцодиориты; 7 – Харатэгский массив, монцодиориты и кварцевые монцодиориты; 8 – Халдзандабанский массив, монцодиориты.

В то же время в породах этой группы устанавливаются положительные связи $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O - K}_2\text{O}$, с одной стороны, и $\text{CaO, MgO, FeO, TiO}_2$ и P_2O_5 с другой. Между собой эти группы окислов имеют сильную отрицательную корреляцию. Такая корреляционная матрица обусловлена количественными вариациями раннего (оливин, пироксены и основной плагиоклаз) и позднего (кислый плагиоклаз, калишпат, биотит, и кварц) парагенезисов. Повышение кремнекислотности и щелочности лейкомафитов, вероятно, обусловлено процессами эманационной дифференциации раннего базитового расплава.

Глава IV

ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ СТРУКТУР ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

К этой группе формаций относятся малые базитовые интрузии: дайки, силлы и субвулканические тела, проявившиеся в позднепалеозойско-раннемезозойское время (верхняя пермь – нижний триас) в связи с соответствующими по возрасту наложенными впадинами и прогибами, известными в ряде районов Центральной и Северной Монголии. Они часто обнаруживают пространственную и генетическую связь с верхнепермскими базальтоидными вулканитами, формирующимися в пермско-триасовых наложенных прогибах. Примером такого совмещения и широкого распространения габброидных формаций данной группы является Орхон-Селенгинский прогиб и в целом Северо-Могольский вулканический пояс, простирающийся в широтном направлении от хр. Хан-Хухэй до бассейнов рек Селенги, Орхона и Еро-Гола. На юге подобные интрузии выявлены и изучены в хр. Арц-Богд, в области сопряжения Гоби-Алтайской и Ихэбогдинской структурных зон.

Наиболее полно габброидные интрузии изучены в Орхон-Селенгинском прогибе /Геология..., 1973; Моссаковский, Томуртогов, 1976; Кежежинскас, Лучицкий, 1974; Яшина, Матреницкий, 1979; Салтыковский, Оролмаа, 1977; Гаврилова и др., 1984; Сотников и др., 1981; Меднорудные формации, 1985; и т.д./. Первоначально все габброиды Орхон-Селенгинского прогиба рассматривались в качестве ранних фаз сложного габброгранитного селенгинского комплекса ($\text{P}_2\text{-T}_1$), выделенного Р.А. Хасиным и Э.В. Михайловым /Геология..., 1973/. По данным этих авторов, в формировании селенгинского комплекса участвуют три группы пород, отвечающих трем последовательным фазам внедрения: 1) диорит-монзониты, 2) гранитоиды пестрого состава, варьирующие от гранодиоритов до лейкократовых и щелочных гранитов, 3) субвулканические порфировые интрузии. В первую фазу этого комплекса включены также субвулканические силлы и акмолиитообразные тела габбродиабазов, диабазов и субофитовых габбро, парагенетически связанные с верхнепермскими трахибазальтами и трахиандезитами. Эти интрузии были в дальнейшем отнесены к самостоятельному габбро-диорит-диабазовому комплексу малых интрузий /Поляков и др., 1987/. Р.М. Яшина и А.Т. Матреницкий /1979/ расчленили селенгинский комплекс на четыре самостоятельные ассоциации: 1) щелочных гранитов и сиенитов; 2) габбро-сиенитов (P_2); 3) сиенит-граносиенит-гранитов ($\text{P}_2\text{-T}_1$); 4 - монцогаббро-диорит-сиенит-гранит-порфиров ($\text{P}_2\text{-T}_1$). Эти авторы рассматривают верхнепермскую вулканогенную серию (трахибазальты, трахиандезиты и их туфы), силлы габбродиабазов и габбро-сиенитовые массивы в качестве единой вулканоплутонической ассоциации. С.П. Гаврилова с соавторами /1984/ выделяют следующий формационный ряд магматических ассоциаций Западной части Орхон-Селенгин-

ского прогиба: трахибазальт-трахиандезитовая (P_1); риолит-трахириолитовая (P_1); щелочных граносиенитов и гранитов (P_1), вулканомиктовая моласса с базальтами, трахибазальтами и силлами габбродиабазов (P_1-P_2); базальт-трахибазальтовая (P_2); габбросиенитовая (P_2); граносиенит-гранитная (P_2-T_1). В.И. Сотников порфириновые образования, завершающие позднепалеозойский магматизм, выделяет в самостоятельный эрдэнэтский комплекс, с которым связывается медно-молибденовое оруденение /Меднорудные формации..., 1985/.

Собственно Орхон-Селенгинский прогиб в одних случаях рассматривается в качестве орогенного прогиба, наложенного на древнее основание, в других - как прогиб, унаследованный от Хангай-Хэнтэйской герцинской геосинклинали /Томуртоого, 1972; Моссаковский, 1975/. Анализ данных, полученных в последнее время по позднепалеозойско-мезозойскому магматизму Монголии и Забайкалья, позволяет выделять самостоятельный позднепалеозойско-мезозойский тектономагматический этап в развитии этого региона /Салтыковский, Оролмаа, 1977; Региональная петрохимия..., 1982/. Соответственно П.В. Коваль рассматривает верхнепермские магматические комплексы в качестве составной части орхон-селенгинской интрузивной ассоциации раннемезозойского тектономагматического этапа. Правомерность такого расчленения согласуется с характером изменчивости и последовательностью формирования этих комплексов. На рубеже нижней и верхней перми происходит смена калиево-натриевых и калиевых гранитоидных ассоциаций, завершающих позднепалеозойский тектономагматический этап, натриевыми сериями, относящимися к ранним членам позднепалеозойско-раннемезозойского этапа. Не исключено, что в Монголии магматизм этого этапа синхронен с самостоятельной индосинийской эпохой тектоногенеза, охватившей в пермотриасе обширные территории Юго-Восточной, Центральной и Средней Азии /Яншин и др., 1984/.

Дополнительные исследования и анализ всех материалов по Орхон-Селенгинской и другим зонам позднепалеозойско-мезозойской активизации, включающим верхнепермские базальтоидные комплексы, привели авторов к выводу о необходимости выделения базитовых интрузий этих районов в самостоятельную группу мафит-лейкомафитовых формаций. По составу эта группа формаций в общем близка к рассмотренным выше герцинским. В ней, однако, нет свойственных герцинскому ряду формаций пикритоидных и пикродолеритовых интрузий, тогда как габбродиабазовые и габбро-монцодиоритовые ассоциации повторяются, причем они обладают близкими к аналогичным ассоциациям герцинского возраста особенностями вещественного состава. Наиболее широко и типично проявлены габбродиабазовые интрузии, которые в отличие от герцинских отчетливо ассоциируют, совмещаясь в пространстве и во времени, с верхнепермскими базальтоидными вулканическими комплексами позднепалеозойско-мезозойских прогибов. Габбро-монцодиоритовые интрузии таких связей с вулканитами не обнаруживают; они в большей степени тяготеют к пермско-триасовым гранитоидам, предшествуя им.

Габбродиабазовая формация

Позднепалеозойские габбродиабазовые интрузии по характеру проявления и составу очень близки к аналогичным интрузиям герцинского (карбонового) возраста. Их геологическая позиция наиболее отчетливо определяется в Орхон-Селенгинском прогибе. Большое количество явно секущих и послонных интрузивных тел габбродиабазов (дайки, силлы, пластинчатые интрузивы) установлено в правобережье р. Селенги по рекам Тулбурийн-Гол и Харгаин-Гол. В лево-

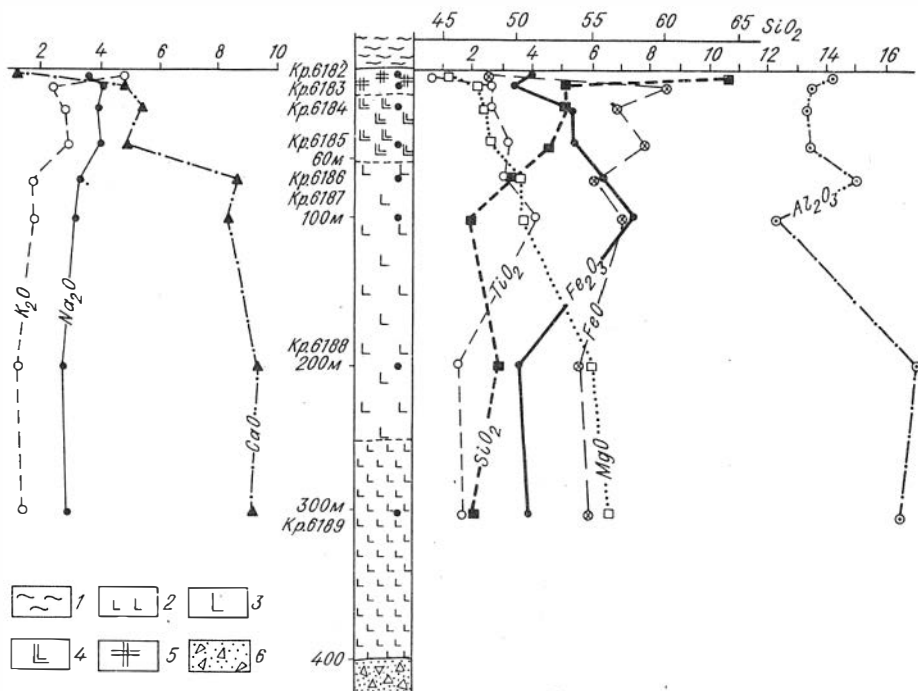


Рис. 79. Разрез силла габбродиабазов в хр. Арц-Богд и вариационная диаграмма химического состава (по данным табл. 66).

1 - вмещающая сланцевая толща; 2 - мелкозернистые габбродиабазы приподошвенной части силла; 3 - средне- и крупнозернистые диабазы; 4 - кварцсодержащие габбродиабазы; 5 - кварцсодержащие антипертитовые плагиосиениты; 6 - туфобрекчия.

бережной части р. Селенги аналогичные образования известны в районе вершины Цурай-Ула, в междуречье Селенги и Эгийн-Гол (см. рис. 2). В том и другом случае они ассоциируются и генетически связываются с вмещающими их базальтоидами верхнепермской вулканогенно-осадочной толщи, детально изученной В.В. Кебезинским и И.В. Лучицким /1974/. По данным этих авторов, базальтоиды верхнепермской толщи образуют непрерывный ряд пород основного состава, варьирующих от базальтов нормального типа до щелочных калиевых базальтов. Рвушие тела габбродиабазов близки к базальтоидам по составу и, по всей вероятности, им комагматичны.

В районе Арц-Богд, в области сочленения Гоби-Алтайской и Ихэбогдинской зон, среди также верхнепермских вулканогенно-осадочных отложений находятся многочисленные дайки и силлы габбродиабазов, мощность которых колеблется от нескольких метров до нескольких десятков и даже сотен метров. По наиболее крупному силлу, мощность которого достигает 400 м, составлен детальный разрез (рис. 79). В нижней, приподошвенной, части этого силла породы представлены мелкозернистыми меланократовыми габбродиабазами. Средняя и верхняя зоны сложены грубозернистыми габбродиабазами, которые ближе к кровле сменяются менее раскристаллизованными кварцсодержащими разновидностями с небольшим количеством калишпата. В непосредственной близости к кровле, кварц- и калишпатсодержащие габбродиабазы переходят в антипертитовые. Химические

Таблица 66. Химический состав пород позднелазеоэойской габбродиабазовой ассоциации Западной Монголии, мас. %

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.л.	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	И3054	42,43	1,51	11,32	10,89	2,82	0,12	15,60	6,62	0,81	0,16	7,30	0,37	99,95
2	И3053	42,86	1,56	11,54	11,54	2,41	0,16	15,45	5,33	1,35	0,28	7,15	0,38	100,01
3	И3058	44,85	4,42	11,82	6,57	9,95	0,22	5,47	10,32	1,95	0,37	3,44	0,38	99,76
4	И3066	44,91	3,05	12,71	6,49	6,82	0,21	4,84	10,67	2,44	0,92	5,95	0,62	99,63
5	Кр6169	46,20	2,50	15,10	4,47	6,70	0,21	4,89	7,86	4,08	1,25	3,75	0,53	97,04
6	И3079	46,20	1,59	16,94	3,84	6,35	0,13	7,57	8,24	2,60	0,77	5,24	0,49	99,96
7	И3081	46,26	1,91	16,13	4,87	6,47	0,18	6,43	9,66	2,76	0,92	4,10	0,56	100,25
8	П7008	46,65	4,18	12,60	6,53	8,00	0,22	4,20	8,29	3,87	1,19	2,94	0,78	99,45
9	П6982	46,65	2,17	15,98	3,35	7,47	0,16	6,61	8,51	3,27	0,78	4,33	0,45	99,73
10	Кр6187	46,80	4,18	12,30	7,50	7,20	0,27	3,65	8,20	3,07	1,70	3,02	1,65	99,54
11	И3080	46,80	1,47	16,44	4,22	5,78	0,16	6,58	9,65	3,30	0,92	4,20	0,48	100,00
12	И3062	47,00	1,54	18,15	2,71	6,51	0,13	7,18	9,36	2,44	0,92	3,63	0,36	99,93
13	Кр6189	47,05	1,64	16,56	3,97	5,96	0,16	6,58	8,96	2,75	1,14	4,18	0,57	99,52
14	П6983	47,30	1,79	18,20	2,48	6,26	0,15	6,39	8,96	3,27	0,95	3,75	0,28	99,78
15	П6981	47,50	2,01	18,60	1,66	5,30	0,16	6,60	9,35	2,75	1,38	3,40	0,40	99,11
16	И3077	47,88	2,05	16,97	5,39	4,18	0,10	3,34	10,20	5,14	0,28	3,64	0,75	99,93
17	П7033	48,20	1,67	16,25	3,11	5,04	0,16	5,66	10,75	3,27	1,14	3,90	0,45	99,60
18	П7010	48,40	2,20	14,85	4,37	6,45	0,16	5,30	8,51	3,87	1,00	3,65	0,40	99,16
19	Кр6188	48,70	1,47	17,08	3,60	5,66	0,15	6,00	9,20	2,80	1,05	3,28	0,45	99,44
20	П7027	48,95	3,28	13,70	6,44	6,43	0,20	3,90	9,64	2,95	1,38	2,20	0,71	99,78
21	П7002	49,00	2,00	15,20	4,00	6,45	0,16	5,60	7,85	3,90	1,14	3,65	0,45	99,40
22	Кр6170	49,15	2,40	15,16	4,70	8,40	0,19	5,13	7,57	3,86	1,40	3,87	0,49	102,32
23	Кр6164	49,20	3,10	13,90	4,50	8,08	0,22	3,87	8,10	4,30	1,05	3,25	0,70	100,27
24	Кр6163	49,20	2,30	14,75	3,96	6,58	0,17	4,70	10,10	3,45	0,95	3,87	0,45	100,48
25	Кр6165	49,30	2,55	15,00	3,65	7,66	0,22	5,28	6,70	3,45	2,15	3,87	0,49	100,32
26	Кр6186	49,50	3,10	15,10	6,30	6,16	0,23	3,60	8,60	3,20	1,65	2,14	0,70	100,28
27	П7012	49,96	2,48	13,75	4,73	6,60	0,17	3,20	8,96	4,78	0,76	3,37	0,57	99,33

Хр. Арц-Богд

28	П7011	50,10	2,48	14,18	4,24	7,04	0,19	4,94	6,94	4,67	0,92	3,40	0,61	99,71
29	И3059	50,45	3,24	13,33	4,28	7,16	0,20	4,93	7,17	3,47	1,87	3,17	0,59	99,86
30	Кр6185	52,10	3,20	13,50	4,45	7,90	0,21	2,60	4,80	4,00	2,75	3,55	0,95	100,01
31	Кр6183	53,00	2,64	13,58	3,40	8,60	0,23	2,10	4,80	4,08	2,50	4,00	0,91	99,84
32	Кр6184	53,30	2,64	13,40	5,40	6,88	0,22	2,37	5,20	3,90	2,70	3,20	0,86	100,07
33	П7027А	54,00	2,11	16,10	4,60	5,39	0,17	2,90	2,24	5,60	2,55	3,18	0,65	99,49
34	П7027Б	57,20	1,64	15,15	3,57	4,60	0,16	2,30	2,60	4,67	3,18	2,90	0,53	99,50
35	Кр6182	64,40	0,72	14,18	4,00	2,50	0,07	1,15	1,25	3,57	4,80	2,45	0,08	99,17

Р. Тулбурин-Гол (Орхон-Селенгинский прогиб)

36	И3122	45,14	3,04	13,92	7,60	8,12	0,24	4,03	8,44	4,01	0,63	3,89	0,92	99,99
37	Кр6276	45,90	1,53	17,50	0,81	7,82	0,18	7,12	10,00	2,63	1,38	5,18	0,34	100,39
38	И3106	46,54	1,63	16,42	2,89	7,37	0,10	6,21	10,61	3,46	0,16	4,52	0,44	100,35
39	И3108	46,70	1,86	16,10	2,39	8,58	0,18	6,90	10,12	2,54	0,53	3,47	0,51	99,88
40	Кр6293	46,90	1,70	17,10	1,68	8,93	0,17	7,62	8,47	2,82	1,22	3,41	0,40	100,42
41	Кр6275	47,10	1,39	18,20	0,00	8,37	0,14	7,12	10,30	2,88	0,85	3,90	0,34	100,59
42	И3121	47,38	2,14	15,00	4,52	6,54	0,19	4,99	11,71	3,08	0,67	3,28	0,49	99,99
43	Кр6297	47,50	2,60	15,50	3,02	9,88	0,19	4,13	7,84	4,00	1,25	3,35	0,53	99,79
44	И3111	47,67	1,60	18,21	1,84	7,53	0,17	5,74	9,08	3,18	1,06	3,40	0,50	99,99
45	Кр6295	48,20	1,80	16,70	2,17	8,22	0,16	5,74	7,84	3,75	1,31	4,26	0,47	100,62
46	Кр6283	48,40	2,00	17,40	3,55	6,44	0,16	3,40	9,88	3,42	1,25	3,42	0,51	99,83
47	И3109	48,68	2,25	16,58	1,76	8,55	0,17	4,81	9,66	2,26	1,02	2,51	0,66	99,91
48	14КЕПТ3	48,86	2,00	16,60	1,80	8,62	0,25	4,18	7,44	3,67	2,32	3,31	0,73	99,78
49	Кр6277	48,90	2,19	14,90	0,70	10,4	0,17	4,42	8,18	4,00	1,00	3,69	0,68	99,23
50	17КЕПТ3	49,28	1,07	18,86	3,86	5,31	0,22	4,34	7,67	3,48	1,65	1,79	0,46	97,99
51	Кр6278	49,90	1,89	15,20	1,46	7,86	0,15	4,34	9,67	4,00	0,91	3,25	0,45	99,08
52	20КЕПТ3	50,04	1,37	17,28	2,86	6,21	0,28	6,77	8,02	3,20	1,20	2,25	0,42	99,90

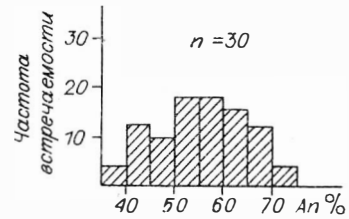
Гора Цурай-Ула

53	И3143	46,51	2,27	14,85	2,74	9,74	0,20	7,47	8,82	3,63	1,12	1,86	0,64	99,85
54	И3149	46,68	2,46	15,87	4,10	7,51	0,18	5,89	7,95	4,34	1,46	2,83	0,73	100,00
55	Кр6310	47,10	2,03	15,80	1,90	9,72	0,18	6,74	8,18	3,57	1,44	1,62	0,67	98,95
56	Кр6309	47,80	2,45	16,30	1,29	9,64	0,19	4,49	8,74	4,00	1,75	1,40	0,83	98,88
57	Кр6314	47,90	2,10	15,30	0,79	11,00	0,20	6,87	7,64	3,64	1,44	1,26	0,68	98,82

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Гора Шурай-Ула														
58	Кр6312	47,90	2,11	15,90	1,51	8,80	0,19	6,28	8,18	3,79	1,50	1,39	0,72	99,27
59	Кр6308	48,00	2,13	16,20	5,53	6,00	0,19	6,05	8,73	3,79	1,44	1,88	0,70	100,64
60	Кр6311	48,00	2,06	16,00	1,67	9,50	0,19	6,90	8,73	3,64	1,50	1,85	0,69	100,73
61	Кр6321	48,10	2,23	15,90	0,84	10,50	0,18	5,51	8,17	4,00	1,06	1,99	0,75	99,23
62	Кр6313	48,20	2,14	14,90	0,10	11,69	0,21	7,90	7,64	3,71	1,50	1,89	0,73	100,61
63	Кр6323	48,20	1,80	16,80	2,51	7,82	0,17	5,28	7,64	4,00	1,88	3,09	0,67	99,86
64	Кр6315	48,30	2,19	15,20	0,45	11,30	0,19	7,00	8,35	3,71	1,50	1,31	0,73	100,23
65	И3159	48,61	1,55	16,69	3,89	6,13	0,16	5,99	8,06	3,90	1,60	2,65	0,72	99,95
66	И3150	48,73	2,63	16,55	7,79	4,88	0,07	6,07	8,22	1,63	0,48	2,18	0,77	100,00
67	Кр6324	50,10	1,80	16,70	2,37	7,50	0,17	5,28	7,64	4,33	2,00	4,30	0,67	102,86
Ундур-Хурен-Ула, силлы габродиабазов (Хантайшурская зона)														
68	Кр5433	48,20	1,70	17,30	4,04	5,45	0,14	6,59	8,08	3,14	1,31	3,50	0,56	100,01
69	Кр5431	48,60	2,00	16,60	3,40	6,40	0,16	5,69	8,79	3,21	1,25	3,17	0,58	99,85
70	Кр5430	49,90	1,70	16,60	3,37	5,62	0,15	4,78	7,64	3,86	2,27	3,70	0,69	100,27
71	Кр5432	50,00	1,90	17,50	2,47	6,24	0,18	4,96	7,64	3,71	1,63	2,89	0,75	99,87
72	Кр5429	51,00	1,80	16,30	5,09	4,77	0,14	3,83	7,99	3,71	2,00	2,07	0,82	99,52
73	Кр5435	52,00	1,60	17,00	5,05	4,03	0,13	4,34	7,64	3,50	1,75	2,20	0,54	99,78
Базальты Орхон-Селенгинского прогиба (P ₂)														
74	Кр6305	48,00	2,17	16,70	7,05	4,18	0,24	3,95	8,70	3,14	1,75	3,06	0,98	99,92
75	Кр6304	48,50	1,96	16,50	4,96	5,53	0,15	4,96	8,00	3,14	2,05	3,03	0,93	99,71
76	Кр6302	48,80	1,95	16,70	0,93	8,62	0,11	4,42	8,44	3,14	2,00	3,83	0,93	99,87
77	Кр6301	48,90	1,98	16,90	6,82	3,32	0,15	3,32	8,18	3,07	0,76	2,75	0,97	97,12
78	Кр6303	49,00	1,97	16,70	6,16	4,26	0,15	3,09	8,18	3,14	2,20	3,45	0,97	99,27

Примечание. Анализы выполнены в ИГИГ СО АН СССР. Аналитик Л.С. Зоркина.

Рис. 80. Гистограмма частоты встречаемости плагиоклаза разного состава в породах позднепалеозойской – раннемезозойской габбродиабазовой ассоциации.



анализы этих пород показывают постепенное снижение их меланократовости и повышение щелочности вверх по разрезу (табл. 66, см. рис. 79). По минеральному составу это преимущественно безоливиновые габбродиабазы, состоящие в основном из плагиоклаза и клинопироксена. Часто обнаруживается существенная примесь титаномагнетита и апатита. Биотит, роговая обманка и ортопироксен не характерны.

Обращает на себя внимание широкая изменчивость в породах Арц-Богдинского интрузива основности плагиоклазов (№ 40–65), что связано, по всей вероятности, с существенной его дифференцированностью. Наиболее распространенная основность плагиоклазов – № 50–60, в целом же колебания состава плагиоклазов для всей формации находятся в пределах № 35–75 (рис. 80). Клино-

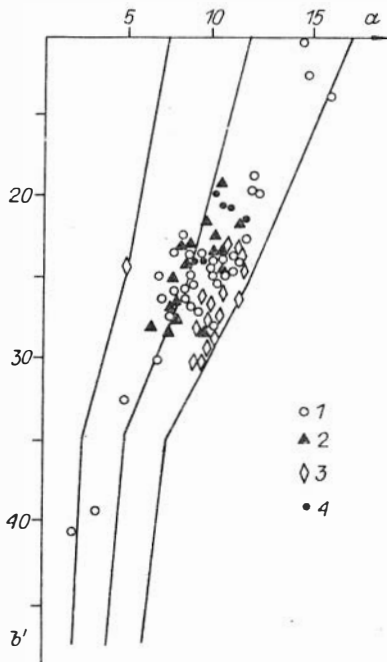


Рис. 81. Химические составы пород позднепалеозойской – раннемезозойской габбродиабазовой ассоциации.

1 – Арц-Богд; 2 – р. Тулбурийн-Гол (Орхон-Селенгинский прогиб); 3 – Сурай-Ула; 4 – силлы в районе вершины Ундур-Хурен-Ула (Хантайширская зона).

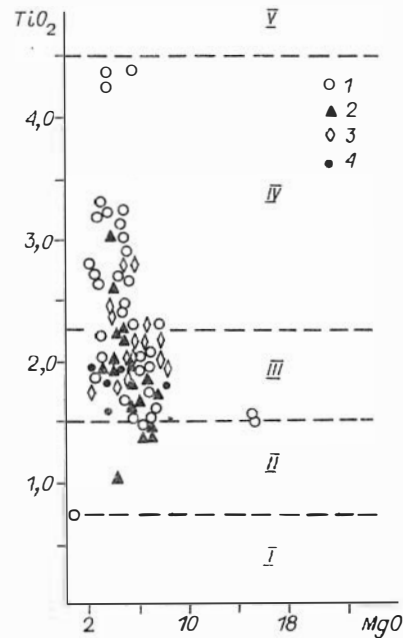


Рис. 82. Диаграмма $TiO - MgO$ для пород габбродиабазовой ассоциации.

Поля пород весьма низкотитанистых (I); умеренно титанистых (II); умеренно высокотитанистых (III); весьма высокотитанистых (IV); крайне высокотитанистых (V). Усл. обозн. см. на рис. 81.

Таблица 67. Химический состав клинопироксенов и оливинов из пород позднепалеозойской габбродиабазовой формации Западной Монголии

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Σ	f _{Mп} , Ол
1	Кр6184	51,40	0,92	1,46	0,02	12,88	11,81	19,93	0,34	98,76	37,96
2	И3081	49,64	1,69	3,93	0,40	8,32	14,48	19,79	0,51	98,75	24,38
3	И3078	51,32	1,20	2,80	0,11	7,63	14,75	20,88	0,39	99,09	22,49
4	Кр6185	51,02	1,16	1,76	0,01	12,84	12,24	19,79	0,32	99,14	37,05
5	П7033	51,25	1,08	2,67	0,18	7,13	15,30	20,83	0,42	98,86	20,72
6	П7008	49,63	2,04	3,41	0,01	9,98	13,62	19,87	0,54	99,11	29,13
7	П7003	50,53	1,53	2,69	0,02	8,69	14,31	20,65	0,48	98,90	25,41
8	Кр6308	50,41	1,85	4,75	0,00	11,03	10,07	19,65	0,96	98,72	38,06
9	Кр6308	51,28	1,54	2,17	0,06	9,23	13,65	21,38	0,48	99,78	27,50
10	Кр6309	48,82	2,28	3,71	0,01	9,42	12,42	21,35	0,66	98,67	29,85
11	Кр6309	50,68	0,92	1,32	0,02	13,16	12,04	19,91	0,39	98,43	38,01
12	Кр6311	49,36	2,22	3,75	0,10	8,63	12,93	21,21	0,51	98,70	27,24
13	Кр6313	48,63	2,34	3,87	0,04	9,02	12,46	21,18	0,54	98,08	28,88
14	Кр6309	37,79	0,06	0,05	0,03	28,82	33,64	0,35	0,05	100,79	32,46
15	Кр6313	36,89	0,06	0,03	0,01	35,81	27,39	0,41	0,03	100,68	42,32

Примечание. 1-7 - габбродиабазы хр. Арш-Богд (клинопироксены); 8-15 - оливиновые габбродиабазы, вершина Шурай-Ула (8-13 - клинопироксены, 14, 15 - оливины).

Таблица 68. Средние петрохимические характеристики составов пород поздне-пермской габбродиабазовой ассоциации зон Западной Монголии

№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	35	<u>50,97</u>	<u>2,46</u>	<u>15,47</u>	<u>11,15</u>	<u>0,19</u>	<u>5,59</u>	<u>8,06</u>	<u>3,56</u>
		3,97	0,87	1,97	2,16	0,04	3,25	2,49	1,03
2	17	<u>49,61</u>	<u>1,95</u>	<u>17,17</u>	<u>10,57</u>	<u>0,19</u>	<u>5,60</u>	<u>9,45</u>	<u>3,50</u>
		1,36	0,49	1,36	1,69	0,04	1,38	1,28	0,51
3	15	<u>49,04</u>	<u>2,17</u>	<u>16,27</u>	<u>11,33</u>	<u>0,18</u>	<u>6,37</u>	<u>8,35</u>	<u>3,79</u>
		0,83	0,28	0,70	0,79	0,03	0,90	0,42	0,64
4	18	<u>52,08</u>	<u>1,60</u>	<u>17,90</u>	<u>8,90</u>	<u>0,21</u>	<u>4,43</u>	<u>8,07</u>	<u>3,71</u>
		1,77	0,38	0,76	1,12	0,05	0,95	1,60	0,68
5	6	<u>51,51</u>	<u>1,83</u>	<u>17,41</u>	<u>9,20</u>	<u>0,15</u>	<u>5,19</u>	<u>8,21</u>	<u>3,63</u>
		1,25	0,15	0,49	0,44	0,01	1,03	0,47	0,29

Окончание табл. 68

№ п/п	Число анализов	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	35	<u>1,45</u>	<u>0,60</u>	<u>9,94</u>	<u>24,66</u>	<u>80,04</u>	<u>-5,20</u>	<u>55,26</u>
		0,97	0,27	3,06	6,07	8,24	5,64	12,02
2	17	<u>1,12</u>	<u>0,54</u>	<u>9,47</u>	<u>24,71</u>	<u>82,86</u>	<u>-8,12</u>	<u>51,80</u>
		0,49	0,15	1,43	2,55	6,33	6,33	8,22
3	15	<u>1,47</u>	<u>0,72</u>	<u>10,47</u>	<u>26,23</u>	<u>79,84</u>	<u>-11,33</u>	<u>50,08</u>
		0,36	0,04	1,84	2,09	2,54	2,54	2,96
4	18	<u>2,02</u>	<u>0,59</u>	<u>11,37</u>	<u>20,03</u>	<u>74,14</u>	<u>-5,34</u>	<u>53,22</u>
		0,95	0,28	1,78	2,45	9,74	3,96	6,26
5	6	<u>1,75</u>	<u>0,67</u>	<u>10,71</u>	<u>21,64</u>	<u>76,13</u>	<u>-5,66</u>	<u>50,23</u>
		0,40	0,11	1,21	1,82	2,89	2,47	4,73

Примечание. 1 - хр. Арц-Богд, 2 - р. Тулбурийн-Гол, 3 - гора Цурай-Ула, 4 - пермские эффузивы Орхон-Селенгинского прогиба (по В.В. Кепежинский и И.В. Лучицкому /1974/); 5 - силлы в районе горы Ундур-Хурен-Ула (Хантайширская зона).

пироксен относится к разряду титанистых авгитов, его железистость находится в диапазоне $f_{Mn} = 20-38\%$, содержания титана достигают 2,04 % (табл. 67).

В других интрузивах этой формации титанистость клинопироксена бывает и несколько выше (до 2,34 %). Породы интрузива хр. Арц-Богд подвержены аутометасоматическим изменениям, что выразилось в поокислении (альбитизации) плагиоклаза и его побурении, связанном с пропыленностью окислами железа.

Наименее измененными в ряду габбродиабазовых интрузивов пермско-триасового возраста являются малые интрузии района Цурай-Ула междуречья Селенги и Эгийн-Гола. Габбродиабазы этого района характеризуются в целом несколько большей меланократовостью, относительно более высокой основностью

плаггиоклаза (№ 65–70) и наличием оливиновых разновидностей. Оливин отвечает по составу гиалосидериту ($f_{\text{Ол}} = 32–42$). Оливиновые габбродиабазы

Пурай–Ула отличаются от оливиновых пород герцинских пикродолеритовых интрузий отсутствием среди темноцветных породообразующих минералов биотита, бурой роговой обманки и ортопироксена. При всем этом габбродиабазы этого района оказываются, по данным химических анализов, наиболее щелочными при резко доминирующей роли натрия.

В целом по химическому составу подавляющее большинство пород пермских габбродиабазов интрузивом рассмотренных ареалов попадает в категорию мезократовых мафитов повышенной щелочности (рис. 81, табл. 68). Меланократовые высокомагнезиальные породы, близкие к субультрамафитам (показатель общей меланократовости $b' = 41$), выявлены в единичных случаях в хр. Арц-Богд (см. табл. 66, рис. 81). Для габбродиабазов этой формации характерны высокие содержания титана (как правило, 1,5–3,0 %) и фосфора (0,37–1,65 %). В габбродиабазам наиболее крупного и дифференцированного Арц-Богдинского интрузива содержания TiO_2 колеблются в еще более широких пределах, достигая 4,42 % (см. табл. 66, рис. 82). Обращает на себя внимание, что ассоциирующе с габбродиабазами этой формации верхнепермские базальтоиды вулканогенно-осадочных толщ соответствующих ареалов обладают теми же петрохимическими особенностями (см. табл. 68). Это подтверждает высказанное выше предположение об их комагматичности.

Габбро-монцодиоритовая формация

Эта формация изучена нами на примере Нарийнтолбурийнгольского массива в центральной части Орхон–Селенгинского прогиба, а также небольших интрузивов в верховьях р. Идэр, в западной части Северо-Монгольского вулканического пояса. Р.М. Яшина рассматривает Нарийнтолбурийнгольский массив в составе габбро-сиенитового комплекса /Яшина, Матреницкий, 1978; Матреницкий, 1981/. По данным П.В. Коваля, эти массивы отвечают габбродиоритовому геохимическому типу интрузий, входящих в состав раннемезозойской орхон–селенгинской магматической ассоциации /Региональная петрохимия..., 1982/.

Позднепермский возраст этой ассоциации надежно обоснован. В Орхон–Селенгинском прогибе габбро-монцодиоритовые массивы прорывают вулканогенно-осадочные толщи верхней части хануйской серии (P_2), включая sillы габбродиабазов. В свою очередь, они прорываются гранит-граносиенитовой ассоциацией, по Р.М. Яшиной, или гранитоидами гранодиорит-гранитного комплекса интрузий, которые объединяются в орхон–селенгинскую интрузивную ассоциацию раннемезозойского тектономагматического этапа /Региональная петрохимия..., 1982/. Возраст пород этой ассоциации, определенный калий–аргоновым методом, 200–250 млн лет /Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975/. Верхнепермский возраст Нарийнтолбурийнгольского массива подтверждается и нашими данными (249–252 млн лет). Эти и другие данные (см. табл. 60, табл. 69) позволяют выделить в Западной Монголии три разновозрастных габбро-монцодиоритовых комплекса, которые отвечают соответственно орогенной стадии раннепалеозойского (каледонского), среднепалеозойского (герцинского) и позднепалеозойско-мезозойского тектономагматических циклов.

Нарийнтолбурийнгольский массив находится в среднем течении одноименного правого притока р. Селенги. Он приурочен к пересечению двух систем разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. Ранее предполагалось, что массив имеет зональное внутреннее строение. По данным

Таблица 69. Результаты определения К- Ar методом возраста монцодиоритов Нарийнтолбурийнгольского массива (по биотиту)

№ п/п	№ обр.	Содержание			Возраст, млн лет
		К, %	Радиоогенный аргон, нг/г	Ar ⁴⁰ рад / Ar ⁴⁰ общ, %	
1	8839	7,25 ± 0,07	136 ± 3	51,63	252 ± 10
2	8842	7,34 ± 0,07	136,5 ± 2,5	54,79	250 ± 8
3	8843	7,54 ± 0,07	139,5 ± 2,5	66,73	249 ± 8

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМе. Аналитик М.М. Аракелянц.

А.Т. Матреницкого /1981/, периферийная часть массива сложена оливин-авгитовыми и андезиновыми габбро, а внутренняя зона - сиенитодиоритами и сиенитами, имеющими с габбро постепенные переходы. Мы установили многофазное строение интрузива. Ранняя фаза представлена лейкократовыми оливиновыми габбро и троктолитами, которые встречаются в ксенолитах и блоках среди лейкократовых оливинсодержащих биотитовых диоритов. Распределение ксенолитов в диоритах показывает, что габброиды первоначально слагали дайкообразное тело, вытянутое в северо-западном направлении (рис. 83). Контакты между габбро и диоритами резкие, но зоны закалки отсутствуют. Иногда отмечается приконтактовая биотитизация габбро со стороны диоритов (рис. 83). В габброидах проявлена трахитоидность. Полосчатость и элементы первичномагматической расслоенности отсутствуют.

Минеральный состав габбро устойчив. Они сложены слабозональным битовнитом (75-83 % An), оливином, клино- и ортопироксенами и магнетитом. Интеркумулусный парагенезис представлен бурым амфиболом и биотитом. Структура габбровая, местами пойкилоофитовая.

Оливиновые диориты и монцодиориты слагают главный объем интрузива. В северной части они имеют интрузивные контакты с осадочными породами хануйской серии и с силлами габбродиабазов. Здесь в экзоконтактовой зоне образуются биотитовые и биотит-амфиболовые роговики, среди которых встречаются тонкие жилы лейкократовых гранитов, возникающих, вероятно, в результате приконтактового плавления вмещающих пород. Диориты обладают слабо выраженной трахитоидностью. Состав их варьирует по меланократовости и соотношениям раннего и позднего минеральных парагенезисов. Ранний парагенез представлен зональным андезин-олигоклазом (22-38 % An), оливином ($f_{\text{Ол}} = 35\%$), субкальциевым диопсидом ($f_{\text{Мп}} = 22-25\%$, $\text{Al}^{\text{IV}} = 50$, табл. 70). Ортопироксен-бронзит ($f_{\text{Рп}} = 29\%$) редко встречаются в составе кумулусного парагенезиса, чаще образует сростания с магнетитом, замещая ранний оливин. Интеркумулусный парагенез представлен олигоклазом (15-20 % An), биотитом, ортоклазом и кварцем. Амфибол для этих пород не характерен. Количество ортоклаза достигает иногда 5%. Из акцессорных минералов как в габбро, так и в монцодиоритах наиболее часто встречается апатит.

В западной части Нарийнтолбурийнгольского массива наряду с оливиновыми диоритами встречаются биотит-двупироксеновые кварцсодержащие диориты. Взаимоотношения этих диоритов установить не удалось из-за недостаточной обнаженности. Вместе с тем резкие различия в их минеральном составе и отсутствие переходных разновидностей пород позволяют допускать возможность интрузивных отношений между ними.

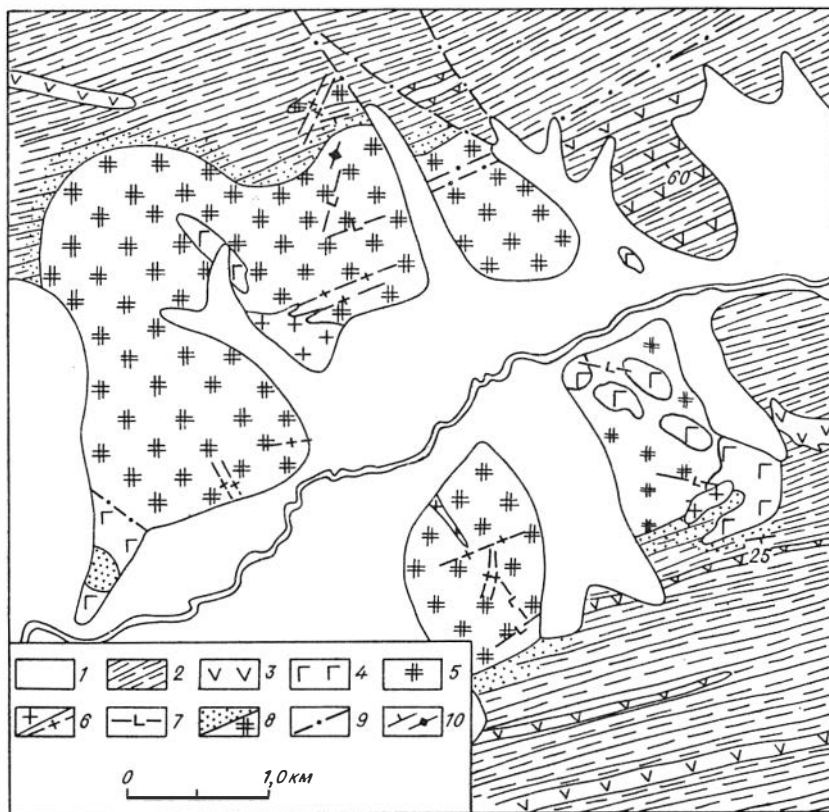


Рис. 83. Схема геологического строения Нарийтолбурийного массива позднепалеозойской – раннемезозойской габбро-монцодиоритовой формации.

1 – четвертичные отложения; 2 – осадочно-вулканогенные отложения хануйской серии; 3 – силлы габбродиабазов; 4 – лейкократовые габбро; 5 – двупироксеновые диориты и монцодиориты (а), кварцсодержащие монцодиориты (б); 6 – граносиениты и граниты: интрузивные тела (а), дайки (б); 7 – дайки оливниновых габбро; 8 – экзоконтактовые роговики; 9 – тектонические нарушения; 10 – элементы залегания.

В центре интрузива среди диоритов установлено небольшое штокообразное тело граносиенитов с обильной вкрапленностью пирита. От него отходят различно ориентированные дайки граносиенитов, граносиенит-аплитов и пегматитов (см. рис. 83, 84). По данным А.Т. Матреницкого /1981/, жилами граносиенитов прорываются дайки микрогаббро, которые часто встречаются в оливниновых диоритах. Наиболее поздними являются дайки амфиболовых лампрофиров, трахиандезитов и трахидацитов, которые встречаются как внутри массива, так и за его пределами. Их обычно связывают с проявлением верхнетриасово-нижнеюрского вулканизма /Матреницкий, 1981/. Вместе с тем, учитывая, что дайки амфиболовых лампрофиров устойчиво повторяются в ассоциации с разновозрастными габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитными сериями, они, вероятно, могут рассматриваться как сопряженные с этими сериями более поздние образования. Аналогичные дайки установлены, например, в раннепалеозойских (Бэргерском и Харанурском) и среднепалеозойских (Дзараулинском) габбро-монцодиоритовых массивах.

Таблица 70. Составы минералов Нарийнтолбурийнгольского габбро-монцодиоритового массива

Компонент	Оливин			Клинопироксен		Ортопироксен
	И3170	И3170	И3170	И3170	И3178	И2170
SiO ₂	36,95	37,01	36,69	52,32	52,05	54,13
TiO ₂	0,04	0,04	0,05	0,60	0,71	0,23
Al ₂ O ₃	0,02	-	0,06	1,37	1,55	0,78
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,03	0,06	0,01
FeO	31,93	31,82	32,75	7,84	8,87	19,02
MgO	32,33	32,53	31,46	15,36	14,86	25,17
CaO	0,06	0,06	0,02	21,04	20,52	0,95
Na ₂ O	-	-	-	0,52	0,63	0,05
Сумма ...	101,35	101,47	101,05	99,08	99,26	100,34
f	35,6	35,4	36,9	22,2	25,1	29,7
Wо	-	-	-	43,4	42,6	2
En	-	-	-	44,0	43,0	69
Fs	-	-	-	12,6	14,4	29

Примечание. Анализы выполнены на микросзонде " Camebax " в ИГиГ СО АН СССР. Оператор О.Н. Майорова.

Другой ареал позднепалеозойско-раннемезозойских интрузий габбро-монцодиоритовой формации установлен в верховьях р. Идэр, в западной части Северо-Монгольского вулканического пояса. Верхнепермские структуры представлены здесь вытянутыми в субширотном направлении грабенами, а выполняющие их комплексы пород - базальтами, андезитами, туфалавами андезитодацитового и риолитового состава, туфогенными песчаниками и алевролитами. В исследованиях последних лет подавляющее большинство этих вулканитов относится к позднепалеозойским образованиям, прорывающие же их интрузии сопоставляются соответственно с селенгинским комплексом. В интрузивной ассоциации выделяются три фазы внедрения: 1) биотит-амфиболовые гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 2) гранит- и граносиенит-порфиры; 3) граниты, граносиениты, кварцевые сиениты и лейкократовые граниты. С ней связываются медно-молибденовые месторождения Идэрского рудного узла /Меднорудные формации..., 1985/. По нашим данным, наиболее ранними членами этой ассоциации являются лейкократовые габбро, оливинсодержащие габбронориты, двупироксеновые диориты и монцодиориты габбро-монцодиоритовой формации. Они совместно с кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами образуют гетерогенные сложно построенные плутоны.

В 15 км к юго-западу от сомона Тэлмен в ур. Мухур-Шургахам изучен небольшой габбро-диорит-граносиенит-гранитный плутон, имеющий концентрически-зональное внутреннее строение (рис. 85). Породы ранней фазы внедрения представлены здесь сильно амфиболлизированными среднезернистыми габбро, которые образуют отдельный выход среди двупироксеновых диоритов второй фазы.

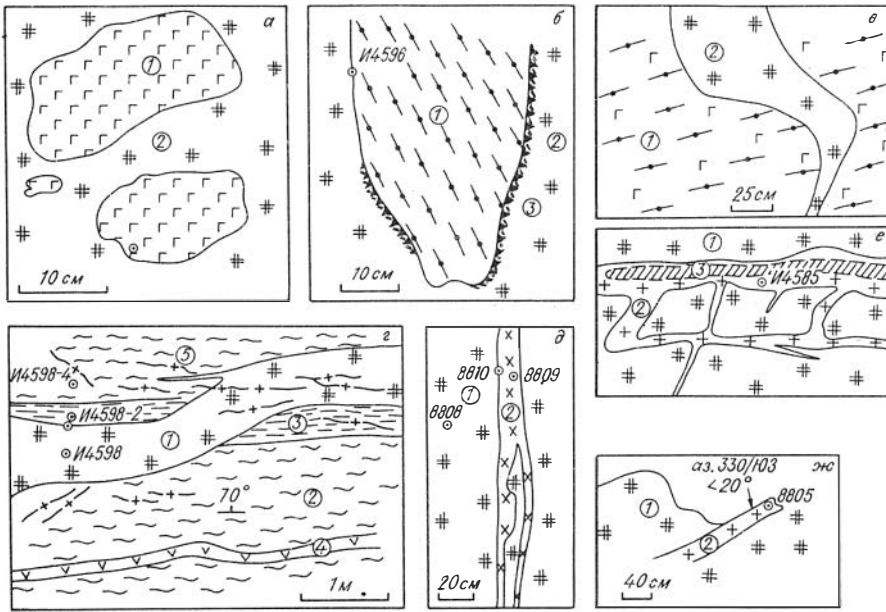


Рис. 84. Зарисовки обнажений Нарийнтолбурийнгольского массива.

а, б – ксенолиты оливиновых лейкократовых габбро (1) в оливинсодержащих монцодиоритах (2) и зоны приконтактовой биотитизации (3); в – габбро (1) и дайка монцодиоритов (2); г – инъекции кварцсодержащих монцодиоритов (1) в экзоконтактовой фации: биотитовые роговики (2), скарноиды (3), силлы габбродиабазов (4), инъекции гранитоидов (5); д, е, ж – дайки в монцодиоритах (1) граносиенитов (2д), гранитов (2е, ж) и пегматитов (3).

Габброиды имеют следующий минеральный состав: зональный плагиоклаз (52–84 % An), клинопироксен, бурый амфибол, магнетит и биотит. Среди акцессорных минералов повышенными содержаниями характеризуется апатит; группа эпигенетических минералов представлена актинолитом, эпидотом, хлоритом и карбонатом.

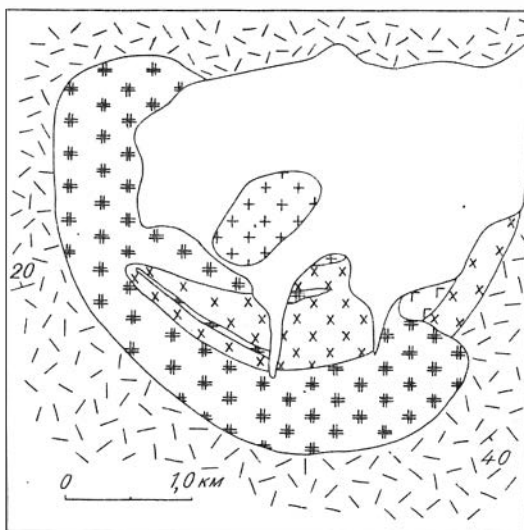
Вторая, следующая по времени формирования, группа пород представлена мелко-, среднезернистыми двупироксеновыми диоритами, которые местами обладают монзонитовой структурой. В восточной части массива эти породы имеют интрузивный контакт с трахириолитами, кварцевыми трахитами и лавобрекчиями. В эндоконтактовой зоне диориты мелко-, тонкозернистые, слабопорфиroidные. По направлению к центру массива степень кристалличности пород возрастает. К числу породообразующих минералов диоритоидов относятся зональный основной состава плагиоклаз (38–56 % An), клино- и орипироксены, магнетит. Поздний парагенезис представлен олигоклазом (22–26 % An), калишпатом, кварцем, биотитом и амфиболом.

Формирующиеся еще позднее гранодиориты слагают главный объем интрузива. Эти породы имеют тот же минеральный состав, что и двупироксеновые диориты, но в них преобладает поздний гранитоидный парагенезис минералов. В центральной части интрузива обнажается небольшое штокообразное тело лейкократовых биотит-амфиболовых гранитов. Небольшие дайковые тела таких гранитов прорывают кварцевые диориты и диориты.

Среди мелкозернистых двупироксеновых диоритов второй фазы встречается крупная дайка кварцсодержащих диоритов с большим количеством ксенолитов

Рис. 85. Схема геологического строения Мухуршургахского массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - лейкократовые субофитовые габбро; 3 - кварцсодержащие монцодиориты; 4 - гранодиориты, граносиениты; 5 - граниты; 6 - трахириолиты, кварцевые трахиты, лавобрекчии; 7 - элементы залегания флюидальности.



разнообразного состава. Преобладают остроугольные ксенолиты кислых эффузивов из вмещающей толщи. Кроме того, отмечаются шлировидные гранитоидные обособления, имеющие расплывчатые контакты с вмещающими диоритами. Ориентировка шлиров совпадает с простиранием дайки, причем они испытывали пластические деформации, подчеркивающие структуры течения в дайке. Можно предполагать, что эти шлиры возникли

в результате неполного смещения диоритового и гранитного расплавов. Такие наблюдения могут служить основанием для привлечения модели смешения расплавов для объяснения генезиса подобных габбро-гранитных серий.

В 12 км к юго-западу от рассмотренного выше ареала в ур. Дэд-Шургах-Ам среди порфировидных кварцевых сиенитов и граносиенитов выявлено и изучено небольшое тело габброидов, которое должно быть отнесено к собственно габбровым интрузиям первой фазы габбро-монцодиоритовой формации. Это фрагмент удлиненного в плане интрузива, вытянутого в северо-западном направлении. Главный его объем приходится на мелкозернистые трахитоидные оливиновые габбронориты. Простирание трахитоидности в них совпадает по направлению с удлинением интрузива. Южная часть массива сложена крупнозернистыми лейкократовыми субофитовыми габбро, состоящими из зонального плагиоклаза, клинопироксена, бурого амфибола и магнетита. В небольших количествах встречается кварц. Соотношения лейкократовых габбро с габброноритами не ясны. Аналогичные лейкогаббро ассоциируют с оливиновыми диоритами, монцодиоритами и кварцевыми диоритами в других массивах и ареалах, что позволяет рассматривать их в качестве составной части габбро-монцодиоритовой формации.

В верховьях р. Идэра и Тэгшийн-Гола вблизи медного проявления Хух-Уул /Меднорудные формации..., 1985/ установлены реликты небольших тел лейкократовых габбро и двупироксен-биотитовых диоритов, сходных с охарактеризованными выше. Габброиды прорваны интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов и лейкократовых гранитов. К последним приурочены кварцевые жилы с халькопиритом.

Химические составы пород и отдельных петрографических групп, образующих габбро-монцодиоритовую формацию позднепалеозойско-раннемезозойского возраста, приведены в табл. 71, 72. Устанавливается отчетливая гомодромная последовательность формирования ассоциации от габбро, через габбродиориты и диориты до кварцевых диоритов и монцодиоритов. Соответственно характерны широкие вариации содержаний в породах кремнезема и ряда других коррелируемых с ними компонентов (CaO, MgO и др.). Габброиды ранних фаз внедре-

Таблица 71. Химический состав пород верхнепермской габбро-монцодиоритовой формации

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Сумма
<u>Нарийнголбурийнголский массив</u>														
Габбро														
1	8822	44,73	1,8	17,99	12,44	Не опр.	0,17	9,16	10,98	1,63	0,44	0,26	0,38	99,98
2	18СЕ84	45,65	1,88	17,85	12,83	"	0,18	7,80	10,33	2,65	0,35	-	0,48	100,00
3	8839	48,51	1,68	12,35	15,23	Не опр.	0,18	9,36	7,37	2,71	1,48	0,36	0,76	99,99
4	8835	50,18	1,94	11,97	14,64	"	0,18	8,83	7,24	2,44	1,94	-	0,64	100,00
Меланократовые оливинные диориты														
Оливинные диориты														
5	И3170	52,39	1,46	17,10	9,92	Не опр.	0,16	5,44	7,58	3,98	1,46	-	0,51	100,00
6	17СЕ84	52,58	1,28	16,97	9,01	"	0,16	6,50	7,64	3,48	1,62	0,36	0,38	99,98
7	8827	52,80	1,29	17,77	8,99	"	0,16	5,25	7,80	3,95	1,43	0,06	0,49	99,99
8	8832	53,07	1,47	17,14	9,70	"	0,16	5,06	7,13	3,80	2,03	-	0,45	100,01
9	И3166	52,21	1,36	17,33	9,42	"	0,16	4,94	7,43	3,85	1,76	-	0,55	100,01
10	8808	53,36	1,45	17,33	9,29	"	0,10	4,73	7,37	3,97	1,81	-	0,58	99,99
11	8843	53,81	1,20	17,98	8,73	"	0,16	4,48	7,41	4,15	1,65	-	0,45	100,02
12	14СЕ84	53,90	1,31	18,02	8,31	"	0,16	4,89	7,56	3,90	1,45	-	0,50	100,00
13	8829	53,91	1,14	18,06	7,62	"	0,15	4,12	6,72	4,24	2,02	1,62	0,37	99,97
14	И3178	54,16	1,39	17,45	8,78	"	0,16	4,72	6,73	4,23	1,86	-	0,53	100,01
15	8806	54,26	1,40	17,48	8,55	"	0,16	4,47	7,10	4,17	1,90	-	0,51	100,00
16	И3176	54,68	1,32	17,44	8,50	"	0,15	4,59	6,60	4,13	2,13	-	0,46	100,00
17	8830	54,87	1,35	17,29	8,72	"	0,16	4,27	6,67	4,00	2,16	-	0,5	99,99
18	8411-1	54,94	1,33	18,45	7,50	"	0,15	3,82	6,54	4,64	1,70	0,48	0,45	100,00
19	И3194	55,43	1,19	18,56	7,56	"	0,15	3,45	6,51	4,42	2,24	0,02	0,47	100,00
Дулироксеновые диориты														
20	8826	56,88	1,29	17,75	7,99	Не опр.	0,16	3,37	5,68	4,35	2,74	0,06	0,44	100,71
21	8802	57,62	1,02	18,23	6,55	"	0,15	3,21	5,88	4,37	2,61	-	0,35	99,99
Дайки мелкозернистых оливинных габбро														
22	И3199	53,99	1,4	18,25	8,79	Не опр.	0,16	3,20	6,61	4,75	2,05	-	0,82	100,02
23	И3179	50,23	1,59	17,92	9,91	"	0,16	6,31	8,32	3,43	1,48	0,10	0,55	100,00
24	И3174	48,64	1,74	17,49	11,02	"	0,16	6,35	9,48	3,26	0,98	0,24	0,66	100,00

Мухуршургахский массив

<u>Двулироксеновые диориты</u>														
25	И4182	56,80	1,13	17,60	2,50	5,03	0,15	3,92	6,50	4,18	2,50	0,02	0,50	100,83
26	И4162	57,00	1,15	17,40	2,40	5,06	0,14	3,50	5,89	4,27	2,50	0,96	0,50	100,77
<u>Кварцсодержащие диориты</u>														
27	И4187	58,20	1,09	18,00	3,84	2,76	0,12	2,36	5,26	4,00	3,27	0,60	0,40	99,90
28	И4177	59,40	1,09	17,40	2,70	3,95	0,14	2,70	5,20	4,73	2,77	0,32	0,33	100,73
29	И4176	60,00	1,07	17,10	3,10	3,10	0,13	2,40	4,80	4,73	3,00	0,32	0,34	100,09
30	И4185/А	62,00	0,98	16,60	2,54	3,12	0,11	2,10	3,95	4,09	3,53	0,24	0,35	99,61
<u>Дэдшургахский массив</u>														
<u>Лейкократовые субфитовые габбро</u>														
31	И681/85	41,20	2,17	16,00	9,20	8,19	0,15	6,70	13,08	1,63	0,29	0,96	0,09	99,66
32	П683/85	43,20	1,77	17,60	9,30	5,53	0,16	5,80	12,30	2,17	0,58	1,66	0,09	100,16
<u>Лейкократовые оливковые габбронориты</u>														
33	П678/85	49,50	1,13	19,60	4,10	4,92	0,13	6,00	10,40	3,36	0,86	0,16	0,30	100,56
34	П655/85	50,20	1,28	18,60	3,22	5,56	0,14	5,44	8,90	3,50	1,36	0,30	0,40	98,90
35	П667/85	50,40	1,38	18,20	3,91	5,21	0,15	5,44	8,53	3,64	1,45	0,14	0,47	98,92
36	П656/85	50,60	1,14	17,45	4,89	4,06	0,17	4,60	8,54	3,64	1,45	0,54	0,44	97,52
37	П657/85	50,60	1,42	18,20	5,36	4,09	0,18	3,94	6,63	4,00	1,59	2,28	0,36	98,65
38	П661/85	50,80	1,47	18,20	6,01	4,31	0,19	4,00	8,25	4,18	1,32	0,58	0,50	99,81
39	П677/85	51,00	1,25	18,40	4,59	4,24	0,14	5,60	8,30	3,79	1,41	0,10	0,41	99,23
40	П673/85	51,20	1,44	17,80	4,16	4,63	0,15	5,12	7,34	4,00	1,82	0,20	0,68	98,54
41	П669/85	51,40	1,44	17,80	3,43	5,38	0,15	4,91	7,27	3,93	1,86	0,26	0,64	98,47
42	П686/85	51,40	1,32	18,40	3,50	5,24	0,13	5,54	9,01	3,71	1,59	0,24	0,46	100,54
43	П660/85	51,40	1,72	17,20	6,24	3,84	0,23	3,50	6,82	4,18	1,59	1,04	0,70	98,46
<u>Хухульский участок</u>														
44	П693/85	49,80	1,13	18,80	3,50	5,74	0,15	5,10	10,71	3,00	1,09	0,18	0,34	99,54
<u>Монодиориты</u>														
45	П691/85	58,60	0,95	17,60	3,40	3,08	0,11	2,96	5,32	4,55	2,09	0,68	0,42	99,76
46	688/85	59,60	1,07	16,60	2,30	3,59	0,11	2,68	5,20	4,55	3,00	0,40	0,33	99,43
<u>Кварцевые диориты, Гранодиориты</u>														
47	П687/85	60,00	1,05	17,00	2,76	3,37	0,11	2,20	4,82	4,55	3,27	0,36	0,32	99,81
48	П692/85	61,20	0,92	17,40	2,60	2,69	0,09	2,10	4,47	4,55	3,13	0,32	0,27	99,74
49	ПР326/8	65,00	0,74	15,60	2,34	2,40	0,07	1,63	3,76	4,00	3,47	0,62	0,21	99,84

Примечание. Анализы 1-24 выполнены рентгенофлуоресцентным методом в кабинете петрохимии ИГиГ СО АН СССР В.Б. Василенко, Л.Д. Холодовой, остальные - в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Е.В. Коковина.

Таблица 72. Средние составы пород верхнепермской габбро-монцодиоритовой формации

№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	2	45,2	1,84	17,9	11,4	8,5	10,7	2,14
2	2	49,2	1,81	12,2	13,5	9,1	7,3	2,58
3	17	<u>54,2</u> 1,3	<u>1,31</u> 0,12	<u>17,7</u> 0,5	<u>7,7</u> 0,8	<u>4,6</u> 0,8	<u>7,0</u> 0,6	<u>4,10</u> 0,3
4	2	56,7	1,13	17,4	7,2	3,7	6,1	4,21
5	4	<u>60,1</u> 1,7	<u>1,06</u> 0,05	<u>17,3</u> 0,6	<u>6,0</u> 0,4	<u>2,4</u> 0,2	<u>4,8</u> 0,6	<u>4,40</u> 0,38
6	3	<u>45,0</u> 0,3	<u>1,71</u> 0,54	<u>17,9</u> 1,7	<u>13,1</u> 4,1	<u>6,2</u> 0,5	<u>12,0</u> 1,5	<u>2,40</u> 0,86
7	10	<u>51,8</u> 0,7	<u>1,41</u> 0,16	<u>18,3</u> 0,4	<u>8,9</u> 0,5	<u>4,9</u> 0,7	<u>8,1</u> 0,8	<u>3,92</u> 0,25
8	5	<u>61,3</u> 2,5	<u>0,95</u> 0,13	<u>1,7</u> 0,8	<u>5,5</u> 0,7	<u>2,3</u> 0,5	<u>4,7</u> 0,6	<u>4,47</u> 0,25

Окончание табл. 72

№ п/п	Число анализов	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	2	0,39	0,43	5,5	30,0	88,5	-10,9	43,0
2	2	1,71	0,70	7,9	32,2	69,6	-7,9	45,3
3	17	<u>1,92</u> 1,43	<u>0,47</u> 0,06	<u>12,0</u> 1,0	<u>18,0</u> 2,4	<u>76,6</u> 3,0	<u>-2,3</u> 1,7	<u>49,1</u> 3,2
4	2	2,49	0,50	13,0	15,7	71,9	0,8	52,3
5	4	<u>3,15</u> 0,34	<u>0,35</u> 0,03	<u>14,4</u> 0,4	<u>11,3</u> 1,2	<u>67,9</u> 4,1	<u>6,2</u> 3,5	<u>58,4</u> 1,2
6	3	<u>0,58</u> 0,28	<u>0,16</u> 0,12	<u>6,3</u> 2,4	<u>29,9</u> 6,5	<u>86,7</u> 2,4	<u>-12,4</u> 3,7	<u>53,3</u> 7,5
7	10	<u>1,57</u> 0,19	<u>0,51</u> 0,12	<u>11,2</u> 0,7	<u>20,4</u> 1,3	<u>79,2</u> 1,8	<u>-6,4</u> 1,2	<u>50,7</u> 5,3
8	5	<u>3,00</u> 0,54	<u>0,31</u> 0,08	<u>14,3</u> 0,7	<u>10,8</u> 1,9	<u>69,4</u> 4,8	<u>8,6</u> 5,3	<u>57,2</u> 3,2

Примечание. 1-3 - Нарийнтолбурийнгольский массив: 1 - лейкогаббро, 2 - меланократовые диориты, 3 - диориты, монцодиориты и кварцевые диориты; 4, 5 - Мухуршургахский массив: 4 - диориты, 5 - кварцевые диориты; 6, 7 - Дэдшургахский массив: 6 - офитовые лейкогаббро, 7 - габбронориты; 8 - Хухульский участок, кварцевые диориты.

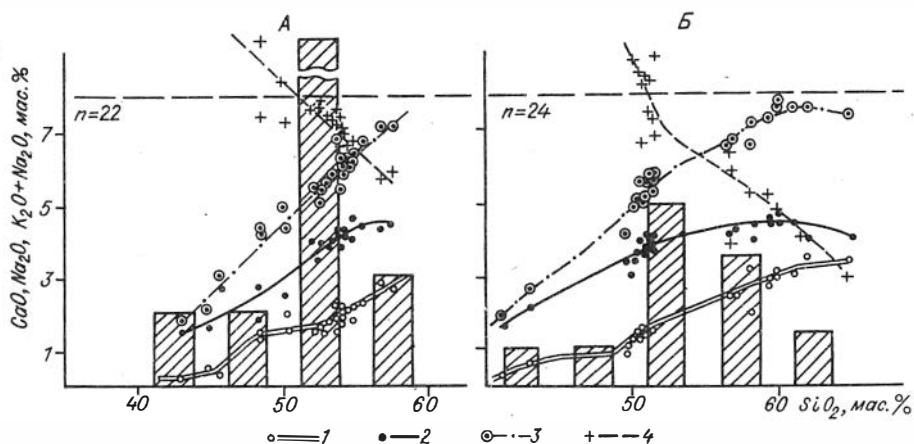


Рис. 86. Вариационные диаграммы пород позднепалеозойской - раннемезозойской габбро-монцодиоритовой формации.

Массивы: А - Нарийнголбурийнгольский, Б - Мухуршургахский, Дэдшургахский, Тэгшийнгольский; 1 - K_2O , 2 - Na_2O , 3 - $K_2O + Na_2O$, 4 - CaO , мас. %.

ния обладают умеренно низкой щелочностью ($a < 7,5$), умеренно меланократовым ($36 > b' > 28$, рис. 86, 87), высокотитанистым ($TiO_2 > 1,8\%$), среднеглиноземистым ($Al_2O_3 < 17\%$) и

железomagниевым уклонами. Широко варьируют содержания в габброидах фосфора (см. табл. 71). Монцодиориты, диориты и кварц-содержащие диориты характеризуются лейкократовым ($b' < 25$, см. рис. 87), умеренно щелочным, среднеглиноземистым, среднетитанистым и железomagниевым уклонами. Устанавливаемое резкое увеличение щелочности при переходе от габброидов к монцодиоритам и диоритам некоторые авторы объясняют процессами взаимодействия габброидов и гранитоидов, сопровождающимися эффектом отражения волны щелочности, по

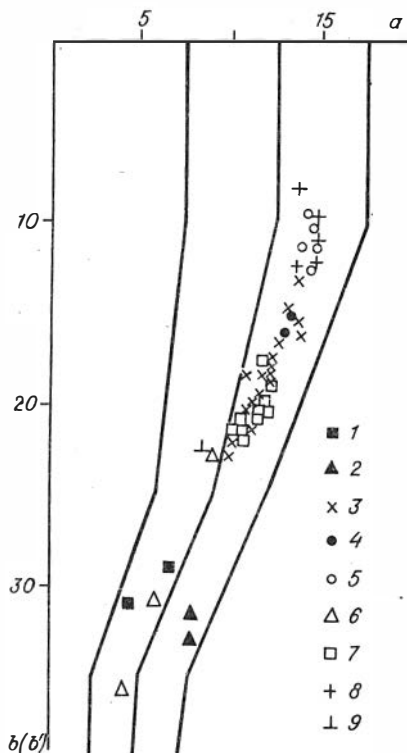


Рис. 87. Диаграмма $a - b'$ для пород позднепалеозойско-раннемезозойской габбро-монцодиоритовой формации.

1-3 - Нарийнголбурийнгольский массив: 1 - лейкогаббро, 2 - меланократовые монцодиориты, 3 - диориты и монцодиориты; 4, 5 - Мухуршургахский массив: 4 - диориты, 5 - кварцевые диориты; 6, 7 - Дэдшургахский массив: 6 - субофитовые габбро, 7 - монцодиориты; 8, 9 - Тэгшийнгольский массив: 8 - кварцевые диориты, 9 - диориты.

Л.С. Коржинскому /Региональная петрохимия..., 1982/. Вместе с более поздними гранитами данная ассоциация относится по классификации Э.П. Исоха /1978/ к числу калиево-натриевых слабо контрастных габбро-гранитных серий, специализированных в отношении медно-молибденового и золотосеребряно-зоевского мегаритма она характеризуется высоким содержанием стронция и бария /Матреницкий, 1981/, что позволяет относить ее к латитовому геохимическому типу, по Л.В. Таусону /1977/.

Глава V

ЭВОЛЮЦИЯ И ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГАББРОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Сложная длительная история геологического развития обширной территории Западной Монголии – важное благоприятное условие для выяснения общих закономерностей возрастной эволюции состава, латеральной изменчивости и металлогении магматических образований данной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Эти вопросы освещаются с той или иной степенью детальности и полноты в ряде обобщающих работ, посвященных вулканическому и гранитоидным формациям Монголии / Геология..., 1973; Региональная петрохимия..., 1982; Континентальный вулканизм, 1983; Кележинская и др., 1987/. Плутонический базитовый магматизм в силу его недостаточной изученности в обобщениях такого рода, по существу, не использовался. В то же время, как это следует из представленных выше описаний, он несет важную для выяснения общих тенденций эволюции магматизма информацию.

Эволюция базитового магматизма во времени рассматривается ниже на основе сравнительного анализа состава охарактеризованных в предыдущих разделах габброидных и сопряженных с ними, как правило, более поздних, гранитоидных формаций различных тектономагматических циклов (мегаритмов по Э.П. Исоху /1978/). В истории геологического развития Западной Монголии выделяется, как это уже отмечалось выше, четыре таких цикла: докембрийский (в нем, в свою очередь, намечаются две существенно различающиеся по характеру магматизма эпохи: архейско-протерозойская и рифейская), салаиро-каледонский, герцинский и позднепалеозойско-мезозойский.

Архейско-протерозойские магматические комплексы глубокого докембрия представлены, как и вмещающие их древние докембрийские блоки, крайне фрагментарно и изучены относительно слабо. Наиболее типичным и лучше изученным среди плутонических базитовых ассоциаций этой эпохи является габбро-анортозитовый комплекс, обладающий полным набором свойственных формации автономных анортозитов черт геологического положения, строения, состава и сопутствующей рудной минерализации. По вещественному составу, в частности минеральным и петрохимическим особенностям, анортозиты Западной Монголии наиболее близки к анортозитам Охотско-Становой провинции СССР. Для них, как и для широко известных джугджурских анортозитов, характерна несколько повышенная общая щелочность при относительно высокой роли калия в щелочах, что определяется, по всей вероятности, особенностями состава исходных магм.

Рифейский базитовый магматизм изучен в настоящее время также фрагментарно и весьма неравномерно. Интересный материал получили Ф.П. Митрофанов и И.К. Козаков для рифейского мегаритма в блоках докембрийского основания

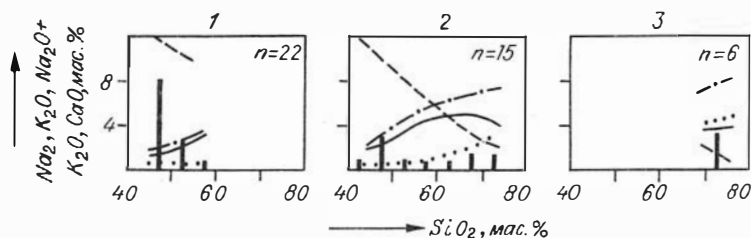


Рис. 88. Вариационные диаграммы магматических ассоциаций рифейского мегарита Западной Монголии /по Козакову, 1986/.

Число проб в каждом 5%-ном интервале содержаний SiO_2 пропорционально числу проб в выборке, указанному в правом углу каждого графика.

1 - гашуннурский габброамфиболитовый комплекс; 2 - раннескладчатая габбро-плагиигранитная ассоциация Бодончинского блока; 3 - позднекладчатая гранитоидная ассоциация.

в структурах Монгольского Алтая / Митрофанов и др., 1981; Козаков, 1986/. Они установили в рифейских комплексах Монгольского Алтая обычную для геосинклинальных областей смену натриевых существенно базитовых ассоциаций контрастными натриевыми габбро-гранитными сериями. Завершается этот ряд относительно более калиевыми существенно гранитными интрузиями (рис. 88).

В Цэлском блоке докембрийского основания, по данным В.С. Бойковой, наиболее ранними являются габброиды, имеющие анортозитовую тенденцию в дифференциации. В то же время они ассоциируют с ультрамафитами и рассматриваются как магматические образования, связанные с глубинными разломами континентальной коры стабильных областей /Козаков, 1986/. Более поздние базиты гашуннурского комплекса образуют дайковые поля, пересекающие зоны тектонических нарушений, к которым приурочены ранние габброиды и ультрамафиты. По составу габброиды гашуннурского комплекса соответствуют толеитовым базальтам. По нашему мнению, они могут быть отнесены к габбро-диорит-диабазовой формации, метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Раннеорогенные габбро-плагиигранитные ассоциации установлены в Бодончинском и Цэлском блоках /Козаков, 1986/. Габброиды в составе этой ассоциации представлены дифференцированными пироксенит-анортозит-габбровыми интрузивами, возникающими при фракционировании в интрузивных камерах высокоглиноземистого базальтового расплава. С процессами ультраметаморфизма связано образование посткладчатых гранатсодержащих микроклиновых гранитов и более поздних мусковитовых пегматитов. Подобная эволюция установлена для рифейского цикла магматизма Байкало-Становой области. В этом районе выделяются многочисленные дифференцированные ультрамафит-мафитовые интрузивы, образованию которых предшествовал интенсивный базальтоидный вулканизм /Кривенко, Поляков, 1986/.

Наиболее полно изучены габброидные формации салаиро-каледонского цикла, материалы по которым позволяют обсудить вопросы эволюции мантийного магмообразования, а для некоторых возрастных интервалов и латеральной изменчивости базитового магматизма, связанной с неоднородностью верхней мантии на уровнях рождения базитовых расплавов. Для этого цикла отчетливо выделяются два этапа в развитии земной коры. Ранний этап определяется в геодинамических реконструкциях как деструктивный /Коваленко и др., 1984/. Согласно таким представлениям, в этот период были широко распространены геологические формации океанической и переходной стадий. Второй этап рассматривается как ак-

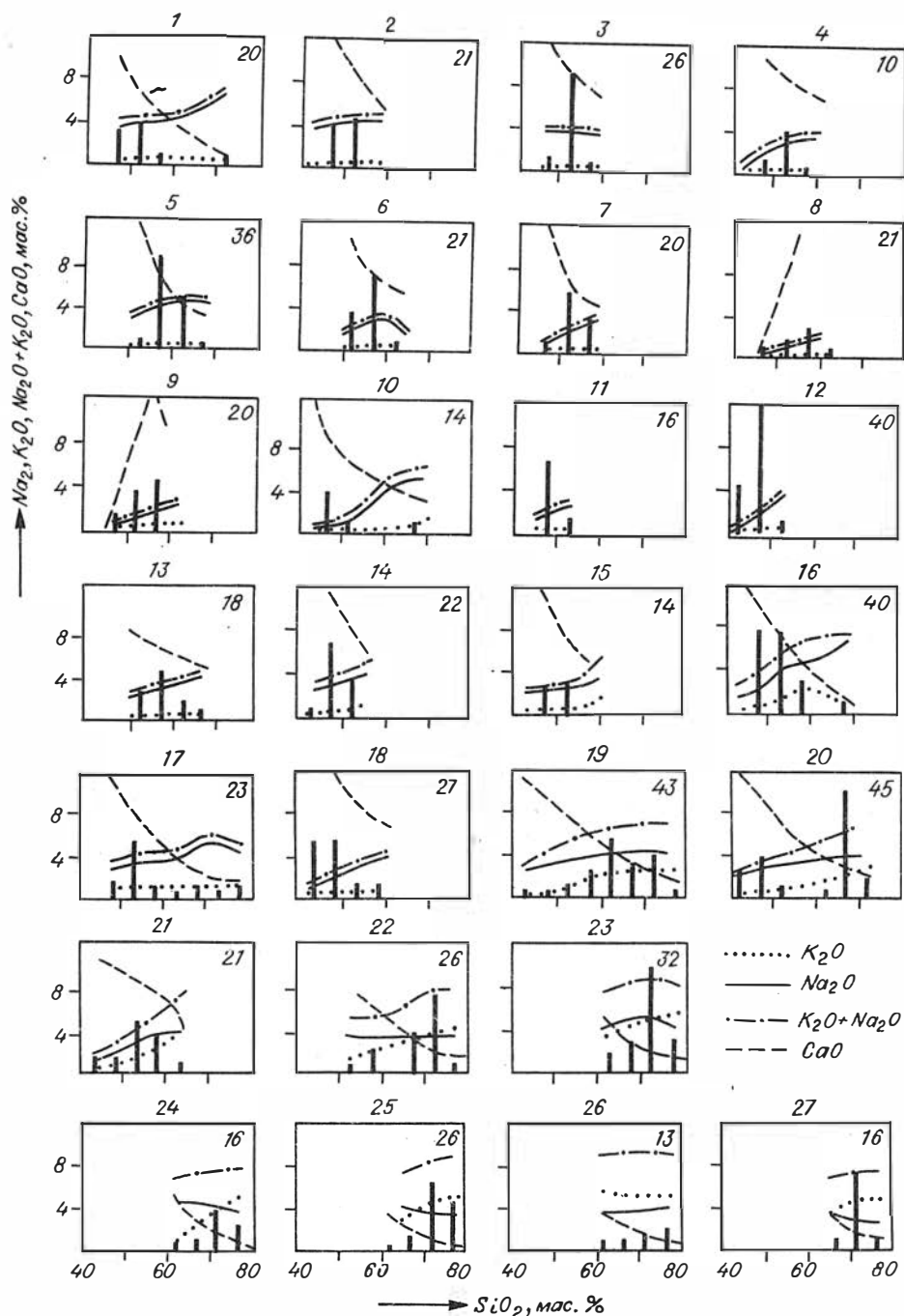


Рис. 89. Вариационные диаграммы магматических ассоциаций каледонского мегаритма Западной Монголии.

1-7 - вулканы венда - нижнего кембрия: 1 - эффузивы свиты тоглин, Озерная зона (по А.Б. Цукернику), 2 - эффузивы ичитуйской свиты, хр. Хан-Хухэй (по Л.В. Агафонову), 3, 4 - вулканы толейтовой серии (3 - Восточ-

ное Прихубсугулье, 4 – Баянхонгорская зона /по К.Б. Кепежинскому, 1987/), 5 – вулканиты известково-щелочной серии, хр. Хан-Тайшир /по К.Б. Кепежинскому, 1987/, 6, 7 – высокомагнезиальные базальты /по К.Б. Кепежинскому, 1987/ (6 – Хр. Хан-Тайшир, 7 – Восточное Прихубсугулье); 8, 9 – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация; 8 – Джаргалантуйский и 9 – Онцаулинский массивы; 10-12 – вебстерит-анортозит-габброноритовая формация; 10 – Наранский массив, 11 – гора Шиветуин-Ула, 12 – Баянхонгорская зона; 13-15 – габбродиабазовые дайковые комплексы: 13 – Наранский массив, 14 – Баянхонгорская зона, 15 – гора Шиветуин-Ула; 16 – вулканиты цольулинской свиты (ϵ_1); 17 – субвулканические габбродиабазы Озерной зоны; 18 – перидотит-пироксенит-габброноритовая формация; 19 – тохтогеншильский комплекс (по А.В. Кравцеву); 20 – тэлминский комплекс /Геология МНР, 1973/; 21 – Бэгэрский массив габбромонодиоритовой формации; 22 – гранодиорит-гранитный комплекс (O_3), Озерная зона (по А.В. Кравцеву); 23 – гранитоидный комплекс (D_{2-3}), Озерная зона (по А.В. Кравцеву); 24 – гранит-гранодиоритовая формация, Монгольский Алтай (D_2 по С.П. Гавриловой, /1975/); 25 – аляскит-гранитная формация (D_3 по С.П. Гавриловой /1975/; 26 – тэсский комплекс, Северная Монголия / по Павлову, 1975/; 27 – алтайский комплекс, Монгольский Алтай /Геология МНР, 1973/.

креционный и для него характерны геологические формации переходной и континентальной стадий, включая разнообразные габбро-гранитные и гранитные ассоциации (рис. 89).

Ранние члены салаиро-каледонского магаритма представлены существенно базитовыми высоконатриевыми ассоциациями, которые развиты исключительно в эвгеосинклинальных зонах. Магматические образования этого этапа вместе с кремнистыми сланцами и альпинотипными гипербазитами объединяются в ранне-палеозойские офиолитовые ассоциации, которые относятся рядом исследователей к островодужной стадии развития земной коры /Кепежинский и др., 1987; Гордиенко, 1986/. В различных офиолитовых ассоциациях Западной Монголии установлены толеитовые, известково-щелочные и щелочные вулканические серии (см. рис. 89). Кроме того, в составе офиолитов Восточного Прихубсугулья и хр. Хан-Тайшир описаны низкотитанистые высокомагнезиальные базальты и андезиты, которые сопоставляются с третичными бонинитами западной части Тихого океана /Кепежинский и др., 1985/.

Среди габброидов офиолитовых ассоциаций Западной Монголии нами установлены дифференцированные массивы дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой и вебстерит-анортозит-габброноритовой формаций. Возрастные их соотношения недостаточно ясны. Предполагается более молодой возраст вебстерит-анортозит-габброноритовых интрузий, в которых доминируют породы с ортопироксеновым уклоном. Среди них встречаются ксенолиты троктолитов и плагноверлитов, которые можно отнести к породам дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации. Габброиды вебстерит-анортозит-габброноритовой формации прорывают альпинотипные гипербазиты и вендско-нижнекембрийские вулканиты как толеитовой (Баянхонгорская зона), так и бонинитовой (хр. Хан-Тайшир) серий. В то же время они сами прорываются интрузиями трондземитов и плаггиогранитов, а также дайками габбродиорит-диабазового комплекса. В хантайширской офиолитовой ассоциации некоторые дайки, прорывающие габброиды, также имеют бонинитовую тенденцию. Поэтому высокомагнезиальные вулканиты, вебстерит-габброноритовые дифференцированные массивы, интрузии плаггиогранитов и дайки диабазов можно рассматривать в качестве единой вулканоплутонической

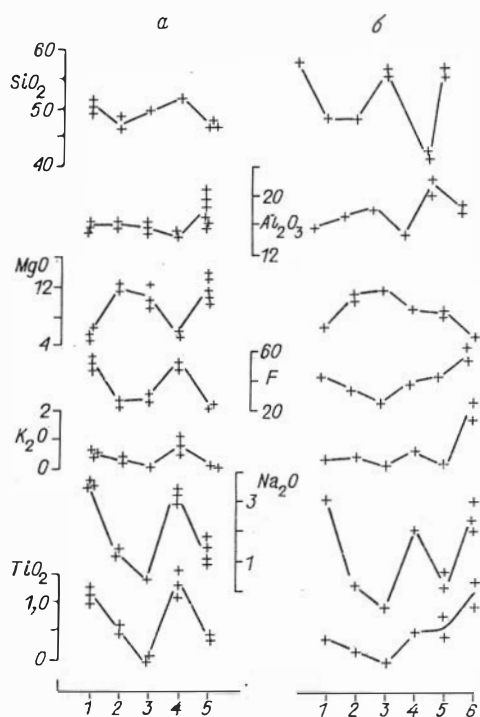


Рис. 90. Средние составы базитовых групп пород для вулканических и интрузивных каледонских ассоциаций северной и южной частей Озерной зоны МНР ханхухэйского (а) и хантайширского (б) ареалов.

1 - венд-нижнекембрийские вулканические ассоциации; 2 - дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация; 3 - вебстерит-анортозит-габброноритовая формация; 4 - габбро-диорит-диабазовая формация; 5 - перидотит-пироксенит-габброноритовая формация; 6 - габбро-монцидиоритовая формация.

габбро-гранитной ассоциации. О комагматичности габброидов Наранского массива и послегранитовых даек свидетельствуют модельные расчеты распределений редких земель при фракционировании высокомагнезиального базитового расплава и их совпадение с кумулятами вебстерит-анортозит-габброноритового массива Хантайширской зоны /Агафонов и др., 1987/.

Дифференцированные массивы, входящие в состав офиолитовых комплексов, прорываются дайками габбро-диорит-диабазового состава, которые, в свою очередь, сменяются во времени формированием расслоенных интрузивов. Основные породы дайкового комплекса характеризуются повышенной щелочностью, титанистостью и в некоторых случаях фосфористостью, что позволяет рассматривать их как продукт плавления неистощенной мантии. Особенно широко габброиды такого типа распространены в центральной части Озерной зоны, где они предшествуют дифференцированным интрузивам перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации. Последние внедряются после завершения основного этапа каледонской складчатости, но до становления натриевых гранитоидов тохтогеншильского, тэлминского и модохудукского комплексов. Ареал их распространения выходит за пределы салаиро-каледонских структур и охватывает области докембрийской складчатости. Для различных групп пород массивов перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации (доминирующей мафитовой, субультрамафитовой, ультрамафитовой, анортозитовой) характерен оливин-плагиоклазовый тренд фракционирования. Базиты этого типа ассоциаций характеризуются высокой меланократовостью и глиноземистостью, низкой титанистостью, щелочностью и фосфористостью (рис. 90), что позволяет рассматривать их в качестве продуктов плавления истощенной мантии. Таким образом, при переходе от раннегеосинклинальных к инверсионным базитовым ассоциациям устанавливается антидромная тенденция развития мантийного магмообразования, что можно увязывать с процессом истощения мантийного субстрата. Локальные процессы истощения мантии, вероятно, имели место и на ранней стадии, обуславливая появление высокомагнезиальных низкощелочных и низкотитанистых вулканических ассоциаций и дифференцированных интрузивов с ортопироксеновым уклоном.

Для перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации установлено

последовательное повышение глиноземистости мафитовых групп пород и соответственно родоначальных расплавов при прослеживании различных ареалов ее проявления в юго-восточном направлении от районов Кузнецкого Алатау и Западного Саяна до южного окончания Озерной зоны /Поляков, Кривенко, 1985; Изох и др., 1987/. Одновременно наблюдается уменьшение их титанистости, щелочности и хромистости. Такая изменчивость составов базитов может быть увязана с уменьшением глубины мантийного магмообразования для этого периода по мере удаления от Сибирской платформы, так как гранат-клинопироксеновая котектика, которой отвечают родоначальные для этой ассоциации составы расплавов, с понижением давления смещается в сторону граната и соответственно повышается глиноземистость базитовых выплавов /О. Нара, 1968/. С различной глубиной мантийного магмообразования согласуется также установленная в центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса крупноплощадная латеральная зональность в размещении различных по составу и рудной специализации габброидных формаций, отвечающих переходной стадии /Поляков, Кривенко, 1985/. Габброидные формации повышенной щелочности, титанистости и фосфористости (габбро-сиенитовые и клинопироксенит-габбровые массивы), образование которых происходит при плавлении неистощенной мантии на относительно больших глубинах, тяготеют к северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и не устанавливаются в Монголии, за исключением наиболее северных ее районов – Западного Прихубсугулья. При сопоставлении базитов этой ассоциации в разных ареалах намечается возрастание их титанистости с запада на восток в направлении восточных районов Восточного Саяна и Забайкалья, где шире распространены структуры ранней консолидации /Поляков, Кривенко, 1985/. В целом в северной части Центрально-Азиатского пояса устанавливается большее разнообразие типов габброидов, что объясняется с позиций "коронарной" модели магмогенерирующих субстратов /Белоусов, 1976/.

Выявленная латеральная зональность в размещении раннепалеозойских габброидных формаций имеет важное практическое значение. В массивах, возникающих в результате продвинутого плавления истощенной мантии, при насыщении расплава серой могут образовываться медно-никелевые руды. С габброидными ассоциациями, возникающими в результате плавления неистощенной мантии, связаны магматогенные месторождения титана, железа и фосфора.

Становление габбро-монцодиоритовых плутонических ассоциаций происходит на континентальной (орогенной) стадии формирования земной коры. В раннем палеозое лейкобазиты этой формации вместе с гранодиорит-гранитными и монцонит-граносиенит-гранитными комплексами образуют непрерывные калиево-натриевые габбро-гранитные серии, занимающие в каледонском мегаритме промежуточное положение между натриевыми контрастными габброгранитными сериями и существенно гранитоидными ассоциациями завершающих этапов мегаритма (см. рис. 90). Аналогичное положение имеют габбро-монцодиоритовые интрузивы в герцинском и раннемезозойском магматических мегаритмах (рис. 91). Формирование лейкобазитовых ассоциаций, характеризующихся повышенной кремнекислотностью, щелочностью, титанистостью и относительно низкой магнезиальностью и кальциевостью, фиксирует появление противоположной тенденции в развитии каледонского базитового магматизма (см. рис. 90). Особенно резко в этих базитах возрастает содержание калия, что наряду с высокими содержаниями Sr и Ba позволяет относить их к ассоциациям шошонит-латитового ряда /Таусон, 1977; Таусон, Захаров, 1984/.

Для раннепалеозойских габбро-монцодиоритовых интрузий Монголии устанавливается более низкий уровень общей щелочности по сравнению с аналогичными ассоциациями Алтае-Саянской области. Таким образом, для всех групп раннепалеозойских базитовых ассоциаций, включая вендско-нижнекембрийские

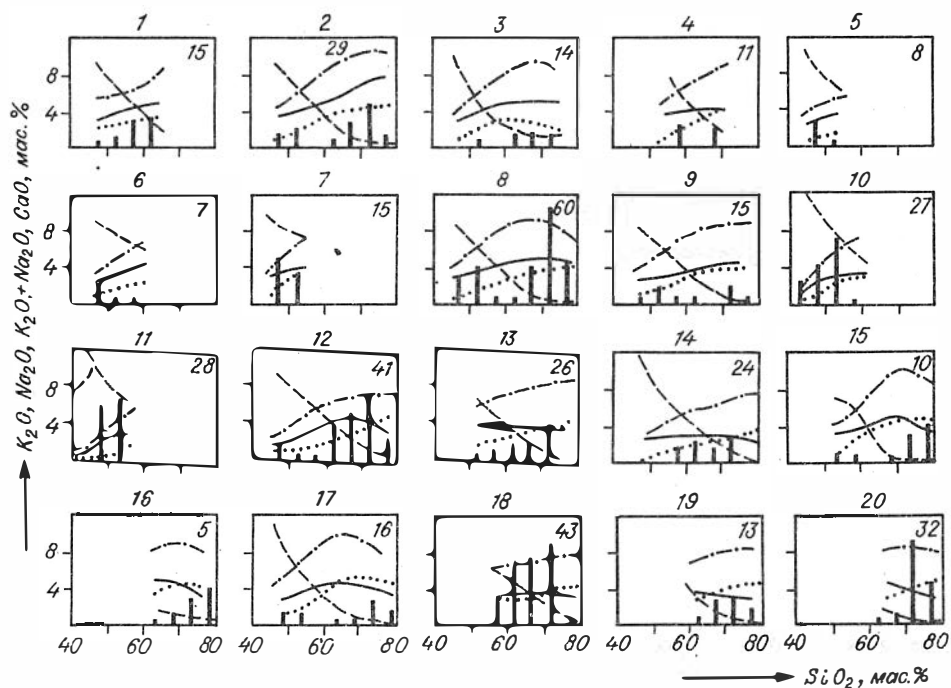


Рис. 91. Вариационные диаграммы магматических ассоциаций герцинского мегаритма Западной Монголии.

1-4 карбоновые вулканические ассоциации /по Ярмолюку, 1983/: 1 - Арслан-Хайрхан, 2 - Ноён, Тост, 3 - Бор-Хавцалан, 4 - Эдрэнгийн-Нуру; 5, 6 - габбродиабазовые ассоциации: 5 - субвулканические габбродиабазы, комагматичные вулканитам гунхударской свиты (C_1), хр. Эдрэнгийн-Нуру (по А.В. Кравцеву), 6 - дифференцированный габбродиабазовый силл в Барунхурайской зоне; 7 - пикродолериты Барунхурайской зоны (массивы Алтан-Гасани-Ула, Бадмин-Хара-Тологой); 8, 9 - вулканиты бимодальной серии C_3-P_1 /по Ярмолюку, 1983/: 8 - Ноён, Тост, 9 - Номгон; 10, 11 - габбро-монцодиоритовая формация: 10 - Дзараулинский и 11 - Дзадгайнурский массивы; 12 - дзурунтайский габбро-монцит-банатитовый комплекс /по Павленко, 1974/; 13 - ошигинский монцит-граносиенит-гранитный комплекс /по Гавриловой, 1975/; 14 - тарбагатайский тоналит-гранодиорит-плагиогранитный комплекс /по Федоровой, 1977/; 15-17 - нижнепермские вулканиты /по Ярмолюку, 1983/: 15 - Сумен-Хайрхан, 16 - Барунхурайская зона, 17 - Чиндмань; 18 - хангайский гранодиорит-гранитный комплекс /по Федоровой, 1977/; 19, 20 - шараусгольский комплекс: 19 - по Р.А. Хасину /1973/, 20 - по М.Е. Федоровой /1977/.

вулканиты /Хераскова, 1986/, сининверсионные дифференцированные массивы перидотит-пироксенит-анортосит-габброноритовой, клинопироксенит-габбровой и габбро-сиенитовой формаций, а также более поздние (орогенные) габбро-монцодиоритовые интрузии, устанавливается закономерное увеличение общей их щелочности в районах, наиболее близких к Сибирской платформе.

Сходные черты развития имеет базитовый магматизм герцинского цикла. Магматические образования ранних этапов этого цикла проявились только в структурах Южно-Монгольской системы. Они представлены офиолитовыми комплексами Баянлэгского и Гобийского поясов, а также вулканитами спилит-диабаз-

зового состава. Сведения о магматических образованиях этого этапа весьма фрагментарны и не систематизированы. К нижнему карбону почти на всей территории Монголии была сформирована континентальная кора, причем в Южной Монголии повсеместно изливались высоконатриевые андезитобазальты и андезиты нормальной щелочности /Коваленко и др., 1984/. Для этого этапа установлена гомодромная направленность магматической дифференциации /Континентальный вулканизм..., 1983/. Среди основных вулканитов нижнего карбона субвулканические дайковые и силлообразные тела и небольшие интрузивы габбро-диабазов, которые характеризуются повышенной щелочностью и титанистостью. В некоторых дифференцированных силлах наблюдаются обособления плагиосиенитов. По геологическому положению, внутреннему строению и составу карбоновые габбродиабазы Монголии соответствуют аргимбайскому сиенит-диабазовому комплексу Восточного Казахстана /Орогенный магматизм..., 1983/.

В хр. Эдрэнгийн-Нуру А.В. Кравцев и А.Б. Цукерник установили прорывание вулканитов гунхудукской свиты нижнего карбона и субвулканических габбро-диабазовых массивов небольшими дайкообразными интрузивами пикродолеритов. Таким образом, для этого этапа намечается антидромная смена лейкобазитов, отвечающих плагиоклаз-клинопироксеновой котектике, более меланократовыми и высокотемпературными базитами, кристаллизовавшимися на основе оливин-клинопироксеновой котектики или даже пересыщенных оливином. О перенасыщении оливином долеритов свидетельствует наличие субультрамафитовой группы пород в составе дифференцированных пикродолеритовых интрузивов. Подобная эволюция базитового магмообразования установлена для герцинид Чарской зоны Восточного Казахстана /Орогенный магматизм..., 1983/. Антидромная тенденция в развитии базитового магматизма обусловлена последовательным заглублением фронта плавления в верхней мантии; с ее помощью объясняется повышение щелочности базитов, особенно калия, содержание которого в выплавках с глубиной увеличивается / Kuno, 1966; Грин, Рингвуд, 1970/. Нельзя исключить из рассмотрения и модель, когда магмообразование происходит на одном уровне верхней мантии за счет последовательного вхождения в расплав тугоплавких компонентов, обеспечивающих появление все более меланократовых магм, вплоть до пикритоидных / Arndt , 1977/. Первая модель отвечает регрессивной стадии магмообразования, тогда как вторая – прогрессивной.

В перми широко проявился вулканический магматизм, который приурочен к Центрально- и Северо-Монгольскому вулканическому поясам /Ярмолук, 1983/. Для данного отрезка времени устанавливаются значительные латеральные и возрастные вариации последовательности внедрений и изменчивости составов вулканических серий и вулканоплутонических ассоциаций /Ярмолук, 1983; Континентальный магматизм, 1983/. Формирование вулканитов происходило в два этапа. В нижней перми проявились базальт-риолитовые формации нормальной и повышенной щелочности, которые отвечают калиево-натриевым ассоциациям (см. рис. 91). С ними тесно связано становление многофазных габбро-гранитных интрузивов, причем гранитоиды часто имеют монцититовый уклон. В составе этих серий выделяются в качестве предгранитных образований габбро-монцидиолитовые интрузивы. Так же, как и для завершающих этапов каледонского ритма, появление габбро-монцидиолитовых интрузивов фиксирует смену антидромной тенденции мантийного магмообразования на гомодромную. На поздних этапах в перми формировались контрастные трахибазальт-трахириолит-комендитовые ассоциации и комагматичные им щелочные гранитоиды (см. рис. 91). В хангайском блоке герцинские интрузивные серии проявились с позднего карбона до верхней перми. Здесь выделяются тарбагатайский, хангайский и шараусгольский комплексы, для которых устанавливается последовательное увеличение в ходе формирования лейкократовости, калиевости и общей щелочности пород (см. рис. 91) .

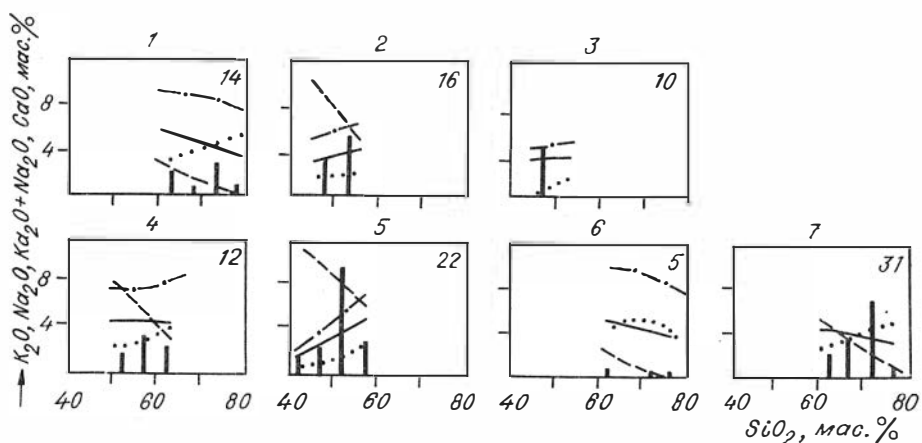


Рис. 92. Вариационные диаграммы магматических ассоциаций позднепалеозойско-раннемезозойского мегаритма Орхон-Селенгинского прогиба.

1 - пермская трахириолитовая толща (P_1 по В.В. Кежежинскас /1974/); 2 - верхнепермские базальтоиды /по В.В. Кежежинскас, 1974/; 3 - дайки и силлы габбродиабазов (P_2); 4 -трахиандезитовая формация /по В.В. Кежежинскас, 1974/; 5 - Нарийнтолбурийнгольский габбро-монцодиоритовый массив; 6- позднепермская граносиенит-гранитная формация /по Р.М. Яшиной, 1978/; 7- эгиндабинский комплекс (T_1 /по М.Е. Федоровой, 1977/).

Изучение позднепалеозойско-мезозойской тектоники и магматизма Монголии показало, что геологические структуры этого времени возникли в результате самостоятельной эпохи тектогенеза /Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975/. Формирование позднепалеозойско-мезозойских интрузивных ассоциаций происходило в два тектономагматических цикла: позднепалеозойско-раннемезозойский - $P_2 - J_{2-3}$ и позднемезозойский $J_3 - K_1$ / Региональная петрохимия..., 1982/. В верхней перми происходит смена калиево-натриевых и калиевых существенно гранитоидных ассоциаций натриевыми существенно базитовыми комплексами (рис. 92). Поэтому можно считать, что на конец верхней перми приходится начало нового позднепалеозойско-раннемезозойского магматического мегаритма. В этом мегаритме нами пока изучены только габбродиабазовая и габбро-монцодиоритовая ассоциации, поэтому говорить об эволюции магматизма этого типа у нас нет оснований. Заметим только, что положение интрузий габбро-монцодиоритового состава в данном случае аналогично положению этих ассоциаций в каледонском и герцинском мегаритмах (см. рис. 89, 91).

Несмотря на сходный набор и последовательность главных габброидных формационных типов в разных мегаритмах, устанавливаются принципиальные различия как между однотипными формациями, так и между рядами габброидных ассоциаций. Эти различия главным образом обусловлены направленной эволюцией базитового магматизма, связанной с возрастанием во времени общей щелочности, калиевости, титанистости и лейкократовости.

Возрастание общей щелочности и лейкократовости базитов во времени проявляется уже на первой ступени систематики габброидных формаций, обуславливая изменение соотношений основных групп пород в разновозрастных ассоциациях (табл. 73). В докембрийских габброидных ассоциациях широко проявлены анортозиты, которые в некоторых случаях являются доминирующей породной группой, например в габбро-анортозитовой формации. Считается, что на ранних

Таблица 73. Систематика габброидных формаций Западной Монголии

Группа пород	Формации							
	Нижне-протерозойская	Рифейские			Каледонские			
		ГА	ГД	ПАГ	ДВКГ	АВГн	ГДД	ППГн
Мафитовая	+	+	+	+	+	+	+	
Лейкомафитовая								
Субультрамафитовая	+		+	+	+		+	
Ультрамафитовая	+		+	+			+	
Анортозитовая	+		+		+	+	+	
Щелочно-салическая								
Железорудная	+							

Окончание табл. 73

Группа пород	Формации							
	Каледонские		Герцинские				Раннемезозойские	
	АПГ	ГМД	ГДД	ПкД	Пк	ГМЦ	ГДД	ГМД
Мафитовая	+	+	+	+	+	+	+	+
Лейкомафитовая		+				+		+
Субультрамафитовая	+	+		+	+			
Ультрамафитовая				+	+			
Анортозитовая	+							
Щелочно-салическая		+	+				+	+
Железорудная	+		+					

Примечание. Формации: ГА – габбро-анортозитовая; ГД, ГДД – габбро-диабазовая и габбро-диорит-диабазовая; ПАГ – пироксенит-анортозит-габбровая; ДВКГ – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая; АВГн – анортозит-вебстерит-габброноритовая; ППГн – перидотит-пироксенит-габброноритовая; АПГ – анортозит-пироксенит-габбровая; ГМД – габбро-монцодиоритовая; ПкД – пикродолеритовая; Пк – пикритовая.

этапах развития Земли образовывались высокоглиноземистые магмы, в результате дифференциации которых образуются анортозиты /Богатиков и др., 1983/. В каледонском мегаритме установлено несколько дифференцированных анортозит-содержащих габброидных ассоциаций: вебстерит-анортозит-габброноритовая, перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовая, троктолит-анортозит-лейкогаббровая. Анортозиты также возникают в результате дифференциации высокоглиноземистых расплавов, но являются всегда второстепенной группой (см. табл. 73). В герцинском и позднепалеозойско-раннемезозойском мегаритмах габброидные ассоциации с анортозитовой группой практически отсутствуют. Повышенная щелочность габброидных ассоциаций этих этапов обуславливает широкое развитие в их составе пород, относящихся к щелочно-салической группе (см. табл. 73).

Причем обособления плагиосиенитов встречаются даже в относительно слабо дифференцированных габбродиабазовых комплексах. Таким образом, увеличение щелочности базитовых расплавов обуславливает смену анортозитовой группы пород щелочно-салической.

Увеличение лейкократовости базитовых расплавов фиксируется уменьшением доли ультрамафитовой и субультрамафитовой групп и возрастанием лейкомафитовой от докембрийских ассоциаций к мезозойским. Докембрийские габброидные формации, в состав которых входят мафитовая, субультрамафитовая и ультрамафитовая группы пород, широко распространены в структурах Алтае-Саянской области и Забайкалье /Кривенко, 1984; Протерозойские ультрабазит-базитовые формации..., 1986/. В докембрийских структурах Монголии ультрамафит-мафитовые ассоциации выявлены только в последнее время /Кепежинскас и др., 1987/. В каледонских же структурах выявлено несколько подобных ассоциаций, причем в некоторых преобладают ультрамафитовая и субультрамафитовая группы пород (см. табл. 73). Для габброидных ассоциаций герцинского и особенно позднепалеозойско-раннемезозойского этапов ультрамафитовая группа не характерна, зато широко проявлена лейкомафитовая группа, которая в некоторых ассоциациях преобладает.

Уменьшение меланократовости, возрастание общей щелочности, калиевости и титанистости отчетливо проявляются при сопоставлении составов ведущих мафитовых групп пород из разнотипных и разновозрастных базитовых ассоциаций /Поляков и др., 1987/. Ритмичный характер базитового магматизма в каждом цикле и смена антидромных тенденций гомодромными затушевывают общую на-

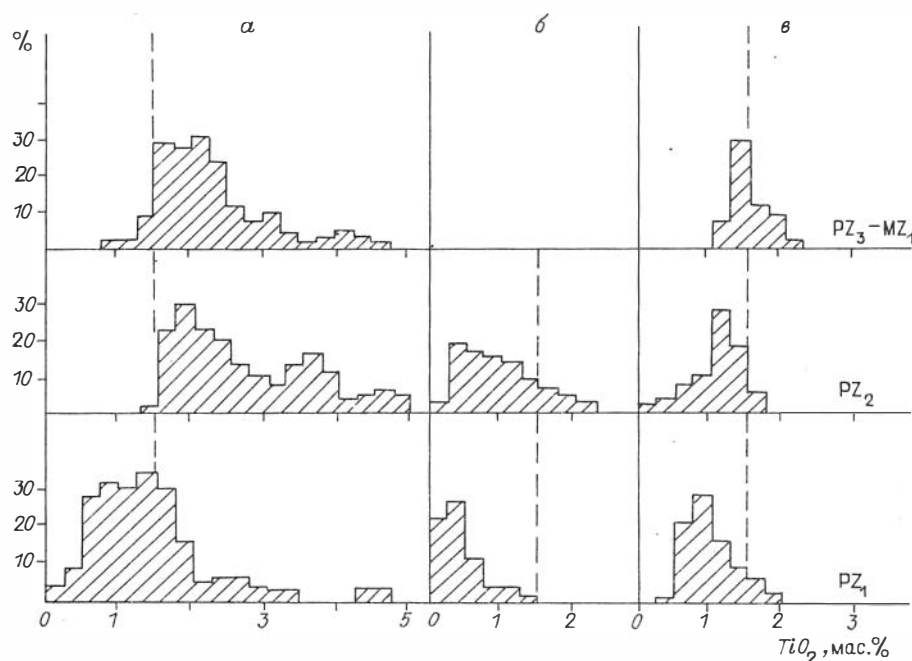


Рис. 93. Распределение TiO_2 в базитах габбро-диорит-диабазовой (а), перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой, пикродолеритовой (б) и габбро-монцодиоритовой (в) формаций каледонского (PZ_1), герцинского (PZ_2) и позднепалеозойско-раннемезозойского ($PZ_3 - MZ_1$) мегаритмов.

Таблица 74. Средние составы пород разновозрастных габбродиабазовых формаций

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	50,6 1,3	1,46 0,44	16,0 1,2	11,3 0,9	7,5 1,3	10,9 1,6	1,79 0,7	0,36 0,34	0,19 0,09	4,5 1,8	28,0 2,0	89,1 5,1	0,4 5,8	45,0 7,0
2	51,7 3,2	1,56 0,66	14,8 1,0	11,9 2,7	5,8 1,5	9,5 2,5	2,94 0,7	0,39 0,40	0,16 0,10	7,0 1,8	26,5 3,6	92,6 6,1	-0,5 5,1	53,3 10,7
3	49,0 1,5	2,39 0,30	16,3 1,2	11,6 1,1	5,8 1,2	8,3 0,6	2,77 0,2	1,47 0,24	0,62 0,13	8,5 0,8	52,1 2,4	74,3 1,6	5,1 3,6	53,7 5,1
4	48,6 1,4	1,95 0,50	17,2 1,4	10,6 1,7	5,6 1,4	9,5 1,3	3,5 0,5	1,12 0,49	0,94 0,15	9,5 1,4	24,7 2,6	82,9 6,3	8,1 6,3	51,8 8,2

Примечание. 1 – рифейский гашунурский комплекс; 2 – нижнекембрийские диабазы Шивегуин–Ула; 3 – нижнекарбонный дифференцированный силт; 4 – верхнепермские габбродиабазы Орхон–Селенгинского прогиба.

Таблица 75. Средние составы разновозрастных габбро–мондноритовых формаций

№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	a	b	n	Q	F
1	5	47,8 3,5	0,77 0,15	13,6 0,2	11,7 0,7	12,6 2,4	9,3 1,5	1,64 0,62	0,85 0,40	0,21 0,06	4,7 1,7	35,9 4,4	74,7 9,1	-9,7 6,5	34,6 3,8
2	16	56,1 2,9	0,89 0,13	17,5 1,2	7,6 1,1	4,3 1,0	7,4 1,3	3,06 0,39	1,99 0,97	0,27 0,04	9,8 1,3	17,2 2,9	71,0 11,9	5,2 4,6	49,9 4,6
3	4	46,0 1,1	1,49 0,07	18,2 0,7	12,8 0,5	6,2 0,7	10,5 0,9	2,10 0,35	1,77 0,45	0,45 0,08	6,7 1,5	27,8 2,0	72,3 4,4	-10,8 6,8	53,6 2,7
4	15	51,9 1,3	1,15 0,13	19,2 1,2	9,6 1,0	4,5 1,2	7,3 1,7	2,98 0,36	2,25 0,31	0,45 0,04	10,1 1,0	19,1 2,8	66,8 3,3	2,8 4,5	54,9 7,3
5	4	47,3 2,5	1,82 0,10	15,1 3,3	12,4 1,2	8,8 0,7	9,0 2,0	2,36 0,50	1,05 0,78	0,56 0,16	7,4 2,1	29,3 4,3	78,5 10,2	-8,5 3,3	43,6 2,4
6	17	54,2 1,3	1,30 0,11	17,7 0,5	7,7 0,7	4,6 0,8	7,01 0,6	4,09 0,27	1,91 0,37	0,47 0,06	12,0 1,0	18,0 2,4	76,6 3,1	-2,3 1,7	49,1 3,2

Примечание. 1, 3, 5 – габбро; 2, 4, 6 – монднориты. Массивы: 1, 2 – Бегэровский (PZ₁), 3, 4 – Дзаараулский (C₃-P₁), 5, 6 – Нарийнтолбурийнголский (P₂).

правленность эволюции. Поэтому наиболее отчетливо эта эволюция прослеживается по однотипным габброидным формациям, занимающим сходное геологическое положение в разных мегаритмах. Были сопоставлены составы некоторых габброидных ассоциаций, которые проявлены в большинстве мегаритмов. В частности, интрузии, относящиеся к габбро-диорит-диабазовой формации, установлены во всех изученных мегаритмах и в целом имеют сходный состав (табл. 74). В то же время наблюдаются увеличение щелочности, титанистости, железистости и уменьшение меланократовости базитов от древних к молодым. Рифейские габбродиабазы наиболее меланократовые ($b' = 30$), умеренно титанистые ($TiO_2 = 1 - 1,5 \%$) и умеренно низкощелочные. Герцинские и позднепалеозойско-раннемезозойские габбродиабазы более лейкократовые ($b' = 25$), умеренно высокотитанистые ($TiO_2 = 2,0-3,0 \%$, рис. 93) и субщелочные.

Увеличение общей щелочности, калиевости и титанистости устанавливается и в ряду ультрамафит-мафитовых ассоциаций. Так, базиты раннепалеозойской перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовой формации характеризуются низкой щелочностью, калиевостью и титанистостью, тогда как тождественные им по положению в мегаритме пикродолеритовые интрузии обладают повышенной титанистостью, щелочностью и фосфористостью (см. рис. 93). Сходные тенденции в изменчивости составов выявлены для габбро-монцодиоритовых ассоциаций (табл. 75). Раннепалеозойские монцодиориты обладают минимальной щелочностью и титанистостью и принадлежат к классу умеренно низкощелочных. Герцинские монцодиориты относятся к субщелочному классу, а позднепалеозойско-раннемезозойские – к умеренно щелочному классу лейкомафитов.

Выявленные таким образом тренды в эволюции состава габброидных формаций Монголии имеют важное петрологическое и металлогеническое значение. Они хорошо согласуются с аналогичными данными по Центрально-Азиатскому поясу в целом /Кривенко, 1984/.

В результате изучения габброидных формаций Западной Монголии сделано первое монографическое описание базитов четырех тектономагматических мегаритмов: рифейского, каледонского, герцинского и позднепалеозойско-раннемезозойского, а также протерозойской габбро-анортозитовой формации. Габброидные формации офиолитовых серий, отвечающие раннегеосинклинальной (островодужной) стадии развития земной коры наиболее полно изучены на примере каледонских структур Западной Монголии. Базитовый магматизм этого этапа герцинского мегаритма, развитый в структурах Южной Монголии, изучен в настоящее время недостаточно детально, а позднепалеозойско-раннемезозойские базитовые формации этого типа можно ожидать только в Солонкерской зоне. Подробно изучен базитовый магматизм раннеорогенной (переходной и континентальной) стадии, который представлен широко варьирующими по составу и металлогенической специализации ультрабазит-базитовыми комплексами. На орогенной стадии в разное время формировались интрузии базитов повышенной щелочности: габбро-монцодиоритовые, габбро- и эссексит-диабазовые.

Обобщение полученных материалов по габброидным формациям Западной Монголии позволяет уточнить ряд тектонических концепций, касающихся истории геологического развития данного региона, на новом уровне рассмотреть вопросы эволюции и латеральной изменчивости плутонического базитового магматизма и использовать полученные данные по рудоносности базитовых ассоциаций при металлогеническом анализе. Решение этих вопросов имеет не только региональное, но и общетеоретическое значение.

Обнаружение, детальное изучение и доказательство раннепротерозойского возраста габбро-анортозитовой формации, обладающей характерным геологическим положением, внутренним строением массивов, составом пород и рудной специализацией, присущими автономным анортозитам, позволяет выделить новую провинцию докембрийских анортозитовых массивов. В свою очередь, наличие таких массивов в фундаменте Северного мегаблока Западной Монголии подтверждает концепцию о существовании здесь ранее единого раннедокембрийского суперконтинента, разрушенного последующими тектоническими процессами.

Исследование габброидов каледонских офиолитовых ассоциаций показывает многоэтапность их формирования. Во всех случаях габброиды прорывают альпийские гипербазиты, а в ряде мест вендско-нижнекембрийские вулканиты основного состава. На ранней стадии формирования офиолитовых ассоциаций образовались расслоенные дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые массивы, возникающие в результате фракционирования оливина и клинопироксена из пикритовидного родоначального расплава при повышенных давлениях (6,5 кбар). Эти габброиды могут быть комагматичны базальтоидам толеитовой или известково-щелочной серий, входящих в состав каледонских офиолитовых ассоциаций. На более поздних этапах формировались вебстерит-(анортозит)-габброноритовые дифференцированные интрузивы, которые образуются в результате фракционирования ортопироксена. Эти интрузивы можно рассматривать в качестве комагматов вул-

канитов бонинитовой серии, широко проявленных в офиолитах Дзабханского пояса.

На раннеорогенной (переходной) стадии формирования каледонских структур происходило внедрение и образование расслоенных перидотит–пироксенит–анортозит–габброноритовых и клинопироксенит–габбровых интрузивов, которые предшествуют массовому гранитсобразованию раннего палеозоя. Появление высокоглиноземистых высокомагнезиальных расплавов, родоначальных для перидотит–пироксенит–анортозит–габброноритовых массивов, связано с продвинутым плавлением ранее истощенного мантийного субстрата. Становление их обусловлено фракционированием оливина и плагиоклаза в малоглубинных условиях. Вариации геохимического состава родоначальных магм для этого формационного типа, в частности уменьшение глиноземистости, увеличение хромистости, титанистости и щелочности, могут быть обусловлены заглублением фронта базитового магмообразования в направлении к Сибирской платформе. Эта модель требует дальнейшей разработки, включающей доказательства одновременности низко- и высокотитанистых габброидов, привлечение изотопных данных и тонкой геохимии. С различной глубиной мантийного магмообразования согласуется устанавливаемая в центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса крупноплощадная латеральная зональность в размещении различных по составу и рудной специализации габброидных формаций, отвечающих переходной стадии. Согласно этой зональности клинопироксенит–габбровые массивы, характеризующиеся повышенной титанистостью, щелочностью и фосфористостью и возникающие при плавлении неистощенной мантии, тяготеют к краю Сибирской платформы.

Сходное положение в герциновом тектономагматическом мегаритме занимает пикродолеритовая формация. Массивы этого типа образуются в результате фракционирования оливина из глиноземистого пикритового родоначального расплава. Для этого класса габброидов также намечается возрастание титанистости и щелочности в направлении жестких структур Северного мегаблока, однако для подтверждения этой тенденции необходим материал по пикритоидам в структурах Южной Монголии.

Становление габбро–монцодиоритовых ассоциаций происходит на орогенной (континентальной) стадии формирования земной коры, при этом они предшествуют калиево–натриевым граносиенит–гранитным комплексам. Формирование лейкобазитовых комплексов в заключительные этапы тектономагматических мегаритмов фиксирует появление гомодромной тенденции в развитии базитового магмообразования, что особенно резко проявляется в резком возрастании K, Ba и Sr.

Сравнение разновозрастных базитовых ассоциаций как для отдельных мегаритмов в целом, так и для отдельных формационных типов показывает увеличение лейкократовости базитовых расплавов во времени, наряду с возрастанием их щелочности и титанистости. Эта особенность является ведущей для развития литосферы в целом.

Прикладной аспект проведенного исследования сводится к следующему. С массивами габбро–анортозитовой и клинопироксенит–габбровой формаций установлены комплексные апатит–ильменит–титаномагнетитовые руды. Сами анортозиты могут рассматриваться в качестве потенциального сырья на глинозем. Массивы дунит–верлит–клинопироксенит–габбровой формации перспективны в отношении титановой и хромитовой минерализации. С массивами перидотит–пироксенит–анортозит–габброноритовой формации и особенно с их лейкократовыми разновидностями выявлена сульфидная медно–никелевая минерализация.

- Абрамов А.В., Миронов Ю.В., Каменева Е.Е. Опыт применения кластерного анализа при изучении расслоенных интрузивов на примере Иоко-Довыренского массива: (Северное Прибайкалье) // Тез. докл. V симпоз. по геохимии магм. пород. - М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976. - 16 с.
- Агафонов Л.В., Изох А.Э., Ступаков С.И. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация Монголии. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - 103 с.
- Агафонов Л.В., Ступаков С.И. Петрология и минералогия базитовых, ультрабазитовых, и метаморфических пород Керуленской зоны разломов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. - С. 71-104.
- Алексеев А.А. Рифейско-венский магматизм западного склона Южного Урала. - М.: Наука, 1984. - 136 с.
- Амантов В.А., Лувсандазан Б., Матросов П.С., Хасин Р.А. Основные черты интрузивно-магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии // Материалы по геологии МНР. - М.: Недра, 1966. - С. 86-111.
- Амантов В.А., Матросов П.С. Гранитоиды Юго-Западной Монголии. - Л.: ВСЕГЕИ, 1963. - 100 с.
- Андреев В.В., Бердников А.И., Демидов В.В., Сульдин В.А. Уулингольский массив основных пород в Западном Прихубсугулье // Геология и особенности размещения полезных ископаемых Вост. Сибири. Деп. ВИНТИ, № 1132, 1982. - С. 21-26.
- Анортозиты СССР. - М.: Наука, 1974. - 120 с.
- Баженова Г.Н. Анортозиты Каларского массива // Анортозиты СССР. - М.: Наука, 1974. - С. 85-99.
- Балькин П.А., Кислов Е.В., Майоров О.Н., Поспелова Л.Н. Орбикулярные породы из протерозойских ультрабазит-базитовых массивов Северного Забайкалья // Геология и геофизика. - 1987. - № 7. - С. 40-50.
- Балькин П.А., Петрова Т.Е., Майорова О.Н. Коронарные структуры пород дунит-троктолит-габбровой формации Восточной Сибири // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. - С. 157-183.
- Балькин П.А., Шабалин Л.И. Петрология и генезис апатит-альменит-титаномагнетитовых руд Ангашанского (Кручининского) пироксенит-габбрового массива // Петрология: критерии рудоносности магматических комплексов. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. - С. 35-83.
- Бахтеев Р.Х., Чижова И.А. Железорудные формации Монголии и закономерности их размещения // Эндеогенные рудные формации. - М.: Наука, 1984. - С. 115-123.
- Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976. - 332 с.
- Благонравов В.А., Федоров Е.Е. Гранитоидные интрузии ранних каледонид Центральной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1970. - № 2. - С. 27-38.
- Богнибов В.И., Поляков Г.В., Ковалевский В.Е., Петрова Т.Е. Особенности состава минералов и происхождение ультраосновных и основных пород в перидотит-пироксенит-габброноритовом массиве Брунган: (Восточная Тува) // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. - С. 93-126.
- Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. - М.: Наука, 1966. - 240 с.
- Богатиков О.А. Анортозиты. - М.: Наука, 1979. - 232 с.
- Богатиков О.А., Марков М.С., Суханов М.К. и др. Анортозиты зоны БАМ // Магма-

- тизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – С. 143–150.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.
- Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузнецкий В.С. О расчленении позднепалеозойских габброидов Юго-Западной Калбы // Геология и геофизика. – 1979. – № 9. – С. 43–52.
- Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузнецкий В.С., Кузнецова А.И. Петрология пикрит-диабазовой формации Зайсанской складчатой системы // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. – М.: Наука, 1981. – С. 263–288.
- Волохов И.М., Иванов В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив // Геология и геофизика. – 1961. – № 11. – С. 74–85.
- Волохов И.М., Иванов В.М. Нижнекембрийский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс Восточного Саяна // Геология и геофизика. – 1964. – № 5. – С. 52–68.
- Волохов И.М., Иванов В.М., Пругов В.П. Усинский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау // Проблемы петрологии и генетической минералогии. – М.: Наука, 1969. – С. 216–235.
- Гаврилов В.В., Иванов В.М. Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды Джугджурской провинции – перспективная сырьевая база // Разведка и охрана недр. – 1979. – № 4. – С. 16–21.
- Гаврилова С.П., Максимюк И.Е., Оролмаа Д. Особенности магматизма и состав руд медно-молибденового месторождения Эрдэнтуинобо // Эндогенные рудные формации Монголии. – М.: Наука, 1984. – С. 101–115.
- Галахова О.М. Основные шаровые породы северо-западной Монголии // Русская и Сибирская платформы и их обрамление. – М., Л.: Изд-во АН СССР. – 1963. – С. 176–195.
- Геология Монгольской Народной Республики: Т. 2. – М.: Недра, 1973. – 750 с.
- Геология Монгольской Народной Республики: Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. – 701 с.
- Геология Монгольской Республики: Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. – 701 с.
- Геохимия элементов группы железа в эндогенном процессе / Глазунов О.М., Мехоношин А.С., Захаров М.Н. и др. – Новосибирск: Наука, 1985. – 200 с.
- Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. – 190 с.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М.: Наука, 1987. – С. 238.
- Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. – М.: Наука, 1978. – 220 с.
- Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. – М.: Наука, 1975. – 285 с.
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. – Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1970. – С. 240–249.
- Дергунов А.Б., Б. Лувсандазан, Павленко В.С. Геология Западной Монголии. – М.: Наука, 1980. – 195 с.
- Добрецов Н.А. Глобальные петрологические процессы. – М.: Недра, 1981. – 236 с.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Складчиков Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – С. 34–58.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. – М.: Наука, 1971. – 454 с.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Цой Л.А. Близперетектическая кристаллизация расплава как возможная модель образования ритмической расслоенности базитовых интрузий // Геология и геофизика. – 1984. – № 2. – С. 3–10.
- Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. Петрология рудоносного массива Максут: (Рудный Алтай) // Геология и геофизика. – № 8. – 1976. – С. 57–66.
- Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы / Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. – Новосибирск. Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 246 с.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 479 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов // Геотектоника. – 1978. – № 1. – С. 19–42.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Колтева В.В. Офиолиты Западной Монго-

- лии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – С. 7–19.
- Зоненшайн Л.П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности земной коры Монголии // Геология и магматизм Монголии. – М.: Наука, 1979. – С. 135–144.
- Иванов В.М., Волохов И.М. Шаманский габбро-пироксенит-дунитовый расслоенный массив льсогорского комплекса Западного Саяна // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1968. – С. 52–84.
- Иванов В.М., Гаврилов В.В., Герасимов Е.К. Джугджурский анортозитовый массив и его апатитоносность // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – С. 219–235.
- Изох А.Э., Баярбилэг Л. Особенности внутреннего строения и краевые фации расслоенных перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов: (на примере Баянчаганского массива, МНР) // Геология и геофизика. – 1988. – № 8. – С. 75–86.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. Апатит-ильменит-титаномagnetитовое оруденение в массивах габбро-анортозитовой формации Западной Монголии // Эндогенные рудные формации Монголии. – М.: Наука, 1984. – С. 144–152.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. Латеральная изменчивость состава перидотит-пироксенит-габброноритовой формации Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 294, № 5. – С. 1192–1196.
- Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. – М.: Недра, 1978. – 136 с.
- Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в докембрии – кембрии. – М.: Наука, 1982. – 114 с.
- Ирвин Т.Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. – М.: Мир, 1983. – С. 241–301.
- Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии – кембрии. – М.: Наука, 1987. – 206 с.
- Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Томурхуу Д., Доржнямажа Д. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – С. 19–34.
- Кепежинскас В.В., Лучицкий И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии // Тр. Советско-Монгольской геол. экспедиции АН СССР и АН МНР. – М.: Наука, 1974. – Вып. 8. – С. 5–70.
- Ковалевский В.Е., Богнибов В.И., Глотов А.И. и др. Жомболоский массив – новое проявление титанистых габброидов в Восточном Саяне // Базитовые комплексы Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. – С. 26–56.
- Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолук В.В. и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндогенные рудные формации Монголии. – М.: Наука, 1984. – С. 7–42.
- Коваев С.Н., Плошко В.В. Новые данные о диабаз-ликритовой формации Большого Кавказа // Сов. геология. – 1975. – № 2. – С. 144–148.
- Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозоид Монголии. – Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1986. – 144 с.
- Колман Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 261 с.
- Конников Э.Г. Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – С. 130–152.
- Континентальный вулканизм Монголии. – М.: Наука, 1983. – 189 с.
- Коптева В.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О. Строение верхней части разреза офиолитов: (на примере Баянхонгорской зоны Монголии) // Геотектоника. – 1984. – № 6. – С. 39–54.
- Кривенко А.П. Габброидные формации Центрально-Азиатского пояса. – Дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. – 20 с.
- Кривенко А.П., Балькин П.А., Поляков Г.В. Распределение щелочей в базитовых плутонах // Геология и геофизика. – 1980. – № 3. – С. 144–150.
- Кривенко А.П., Балькин П.А., Поляков Г.В., Майорова О.Н. Хромшпинелиды дунит-троктолит-габбровой формации Восточной Сибири // Геология и геофизика. – 1981. – № 12. – С. 71–79.
- Кривенко А.П., Глотов А.И., Казёнов А.И., Масюк В.Д. Петрология никеленосного пикрит-долеритового комплекса в Новосибирском Приобье // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – С. 5–48.

- Кривенко А.П., Павлов А.Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1963. - С. 5-43.
- Кривенко А.П., Изох А.Э., Аракелянц М.М. Новые К-Аг данные по габбро-монцодиоритовой формации Монголии // Докл. АН СССР. - 1989. - Т. 305. - с. 690-694.
- Кривенко А.П., Поляков Г.В. Эволюция базитовых магм в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. - 1986. - № 7. - С. 40-48.
- Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балькин П.А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. - С. 5-96.
- Кривенко А.П., Поляков Г.В., Глотов А.И. и др. Критерии никеленосности дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов и оценка перспектив конкретных массивов на юге Красноярского края и в Западной Монголии // Тез. докл. на Всесоюз. симпоз. "Геохимия в локальном металлогеническом анализе". - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. - Т. 2. - С. 34-35.
- Кривенко А.П., Пономарчук В.А., Бобров В.А. Редкоземельные элементы в породах пироксенит-сиенит-габбровой формации: (Алтае-Саянская область) // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. - С. 72-85.
- Кузубный В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Марьин А.М. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой области // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. - С. 166-195.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. - 388 с.
- Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу // Геология и геофизика. - 1976. - № 5. - С. 3-21.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. - С. 199.
- Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., О. Томуртогою, Баранов Б.В. Положение ультраосновных основных расслоенных пород и дайковой серии в офиолитовых разрезах Монголии // Геология и геофизика. - 1983. - № 4. - С. 15-24.
- Куплетский Б.М. К изучению диабазовых пород Новой Земли // Тр. Петрограф. института АН СССР. - 1932. - № 2.
- Куголин В.А. Об интрузии долеритов в районе Новосибирска // Геология и геофизика. - 1962. - № 4. - С. 76-81.
- Лазько Е.Е. Базиты офиолитовых ассоциаций // Магматические горные породы: Т. 3. - М.: Наука, 1985. - С. 105-160.
- Лебедев А.П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангаганском габброидном массиве: (Забайкалье) // Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. - М.: Наука, 1965. - С. 5-113.
- Ленников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. - М.: Наука, 1968. - 160 с.
- Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. - М.: Наука, 1979. - 162 с.
- Леснов Ф.П. Плитчатая отдельность в гипербазитах и проблема генезиса полосчатых текстур в породах полигенных базит-гипербазитовых плутонов // Вопросы генетической петрологии. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. - С. 203-213.
- Леснов Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон: (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. - Вып. 1. - С. 58-95.
- Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. - С. 135.
- Леснов Ф.П., Агафонов Л.В. Материалы по геологии и петрологии Баянхонгорского базит-гипербазитового пояса в Центральной Монголии // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. - С. 27-54.
- Лисицин В.И., Пятов О.И. Новые проявления раннепалеозойских дифференцированных габброидов в Северо-Восточной Туве // Геология и геофизика. - 1977. - № 3. - С. 72-79.
- Лисицин В.И., Пятов О.И., Александровский Д.С. Дифференцированные габброиды восточной части Хамсаринской зоны: (Северо-Восточная Тува) // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. - С. 96-117.

- Б. Лувсанданзан. Комплекс малых трещинных интрузий зоны Булганского глубинного разлома // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. - М.: Недра, 1966. - С. 124-131.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР: Т. 2. - М.: Недра, 1980. - 238 с.
- Магматические формации СССР: Т. 1. - Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1979. - 318 с.
- Матреницкий А.Т. Характерные черты позднепалеозойского орогенного магматизма и его рудоносность: (на примере Орхон-Селенгинского прогиба МНР) // Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. - М.: Наука, 1981. - С. 353-373.
- Меднорудные формации МНР / Сотников В.И., Берзина А.П., М. Жамсран и др. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. - 217 с.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. - М.: Наука, 1975. - 308 с.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. - Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1981. - 153 с.
- Михайлов Н.П., Масайтис В.Л., Москалева В.Н. Никеленосные магматические формации // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым оруденением. - М.: Наука, 1981. - С. 3-22.
- Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Каратургайский пикрито-диабазовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов // Сов. геология. - 1965. - № 3. - С. 43-58.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры // Тр. ГИН АН СССР. - 1975. - Вып. 268. - 318 с.
- Моссаковский А.А., О. Томуртоого. Верхний палеозой Монголии: (стратиграфия, структура, формации). - М.: Наука, 1976. - 127 с.
- Орогенный магматизм офиолитовых поясов / Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. - 206 с.
- Орлов Д.М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. - Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1975. - 200 с.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова А.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. - М.: Наука, 1974. - 223 с.
- Панских Е.А., Гаврилов В.В. Апатиты. Джугджуро-Становая провинция // Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. - С. 153-168.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. - 1969. - № 4. - С. 5-23.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. - 218 с.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования // Геология и геофизика. - 1980. - № 11. - С. 25-36.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 200 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 295 с.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балькин П.А. Новые данные о составе и формационных типах габброидных комплексов Юго-Западного Забайкалья // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. - С. 3-24.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др. Перидотит-пироксенит-габбро-норитовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984а. - С. 3-57.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Богнибов В.И. и др. Раннепалеозойская формация расслоенных перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика. - 1984б. - № 1. - С. 50-62.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Анортозитовая формация Монголии // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 270, № 4. - С. 955-959.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1987. - С. 4-59.
- Поляков Г.В., Кривенко А.П. Петрохимия габброидных ассоциаций как основа их формационного анализа // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. - С. 6-13.

- Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области // Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - С. 62-72.
- Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов Д.М. и др. Дифференцированные габброидные интрузии палеодонид Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - 130 с.
- Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области / Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 206 с.
- Пругов В.П. Среднетерсинский габбро-пироксенит-дунитовый плутон: (Кузнецкий Алатау) // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. - М.: Наука, 1971. - С. 44-60.
- Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории МНР летом 1979 г. - Улан-Батор: ГИН АН МНР, 1979. - С. 46.
- Пятов О.И., Семенов М.И. Раннепалеозойские габброиды Северо-Восточной Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 57-85.
- Региональная петрохимия мезозойских интрузий Монголии / Коваль В.И., Якимов В.М., Найгебауэр В.А., Горегляд А.В. - М.: Наука, 1982. - 207 с.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. - М.: Недра, 1967. - Т. 2. - 699 с.
- Салтыковский А.Я., Оролмаа Д. Позднепалеозойский - мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. - М.: Наука, 1977. - 202 с.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. О хrome и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок // Геология руд. месторождений. - 1967. - № 2. - С. 5-21.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - С. 262.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Болд Д. Закономерности размещения медно-молибденового оруденения Монголии // Эндогенные рудные формации Монголии. - М.: Наука, 1984. - С. 89-101.
- Сотников В.И., Берзина А.П., Скороходов В.Н. Металлогения меди и молибдена МНР // Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. - С. 9-17.
- Сульдин В.А., Андреев В.В. Новые данные о составе и рудоносности Уулингольского гипербазитового массива в Западном Присубсугулье // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья. - Иркутск: Иркутский ун-т, 1981. - С. 3-9.
- Суханов М.К., Панских Е.А. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива: (Восточное Забайкалье) // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. - М.: Наука, 1981. - С. 289-308.
- Суханов М.К., Панских Е.А. Каларский анортозитовый массив и его рудоносность // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 150-154.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. - М.: Наука, 1977. - 279 с.
- Таусон Л.В., Захаров М.Н. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтов Приаргунья // Геохимия. - 1974. - № 3. - С. 380-391.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. - М.: Наука, 1974. - 284 с.
- О. Томуртоого. Тектоника и история развития Орхонской впадины: (Север Центральной Монголии) // Геотектоника. - 1972. - № 3. - С. 17-29.
- Трёгер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 185 с.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. - М.: Мир, 1970. - 552 с.
- Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья: (Центральная Монголия). - М.: Наука, 1977. - С. 152.
- Феоктистов Г.Д. Математическая модель кристаллизации толеитовых расплавов // Тез. докл. совещ. "Физико-хим. моделирование в геохимии и петрологии". - Иркутск, 1980. - С. 64-65.
- Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. - М.: Наука, 1986. - 247 с.
- Хераскова Т.Н., О. Томуртоого, Хаин Е.В. Офиолиты и верхнекембрийско-нижнепалеозойские образования Озерной Зоны хребта Дарига: (Западная Монголия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1985. - № 6. - С. 25-32.
- Шабалин Л.И. Дифференцированный титаносный габброидный массив Хаактыг-Ой: (Восточный Саян) // Магматические формации Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - С. 80-89.

- Яншин А.Л., Хаин В.Е., Гатинский Ю.Г. Основные проблемы тектоники Азии // 27-й Междунар. геологич. конгресс: Т. 5. - 1984. - С. 3-10.
- Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. - М.: Наука, 1983. - 190 с.
- Яшина Р.М., Матреницкий А.Т. Петрохимия вулканических и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба: (Монголия) // Изв. АН СССР. - Сер. геол. - 1978. - № 10. - С. 35-53.
- Яшина Р.М., Матреницкий А.Т. Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности // Геология и магматизм Монголии. - М.: Наука, 1979. - С. 96-114.
- Arndt N.T. Ultrabasic Magmas and High-Degree Melting of the Mantle // Contribs. Mineral. and Petrol. - 1977. - Vol. 64, N 2. - P. 205-221.
- Bhattacharji S., Smith C.H. Flowage differentiation // Science. - 1964. - Vol. 145, N 3628. - P. 150-153.
- Davies G., Cawthorn R.G. Mineralogical data on a multiple intrusion in the Rustenburg Layered Suite of the Bushveld Complex // Min. Mag. - 1984. - Vol. 48, N 4. - P. 469-480.
- Irvine T.N. Sulfide concentrations in the Muskox intrusion // Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, 4-14 авг., 1984. секц. 12. - М., 1984. - Т. 6. - С. 148.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs // Bull. Volcanol. - 1966. - Vol. 29. - P. 195-222.
- O'Hara M. J. The bearing of phase equilibria studies synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks // Earth. Sci. Rev. - 1968. - Vol. 4. - P. 69.
- Nathan H.D., Van Kirk C.K. A model of magmatic crystallisation // J. Petrol. - 1978. - Vol. 19, N 1. - P. 66-94.
- Parslow G.R. The sinish layered dyke // Mineral. Mag. - 1976. - V. 40, N 315. - P. 683-693.
- Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R. et al. Liquidus phase relations on the join Diopside - Forsterite-Anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // Cont. Miner. and Petrol. - 1978. - Vol. 66, N 2. - P. 203-220.
- Richardson S.H. Chemical variation induced by flow differentiation in an extensive Karroo dolerite sheet, Southern Namibia // Geop. Sos. Acta. - 1979. - Vol. 43, N 9. - P. 1433-1441.
- Thompson Y.F.H., Naldrett A.J. Sulphide-silicate reactions as a guide to Ni-Cu-Co mineralization in central Maine, USA: Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks. - London, 1984. - P. 103-113.

Предисловие	5
Список сокращений и условных обозначений	7
<u>Введение. Габброидные формации основных геологических структур Западной Монголии</u>	8
<u>Глава I. Докембрийские габброидные формации</u>	14
Габбро-анортозитовая формация	-
Метагаббродиабазовая формация	32
Анортозит-пироксенит-габбровая формация	36
<u>Глава II. Каледонские габброидные формации</u>	38
Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация	-
Вебстерит-анортозит-габброноритовая формация	44
Габбродиорит-диабазовая формация	59
Перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовая формация	64
Троктолит-анортозит-лейкогаббровая формация	129
Клинопироксенит-габбровая формация	141
Габбро-монцодиоритовая формация	156
<u>Глава III. Герцинские габброидные формации</u>	169
Пикритоидная и пикродолеритовая формации	-
Сиенит-габбродиабазовая формация	205
Габбро-монцодиоритовая формация	211
<u>Глава IV. Габброидные формации структур позднепалеозойско-раннемезозойской активизации</u>	225
Габбродиабазовая формация	226
Габбро-монцодиоритовая формация	234
<u>Глава V. Эволюция и латеральная изменчивость габброидных формаций Западной Монголии</u>	244
Заключение	257
Список литературы	259

Предисловие	5
Товчилсон угийн жагсаалт болон таних тэмдэг	7
<u>Оршил. Орнед монголын геологийн голлох структурын габбрын формациуд</u>	8
<u>Булэг I. Докембрийн габбрын формациуд</u>	14
Габбро-анортозитын формаци	-
Метагаббродиабазын формаци	32
Анортозит-пироксенит габбрын формаци	36
<u>Булэг II. Каледоны габбрын формациуд</u>	38
Дунит-верлит-клинопироксенит габбрын формациуд	-
Вебстерит-анортозит-габброноритын	44
Габбродиорит-диабазын	59
Перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритын	64
Троктолит-анортозит-габбрын	129
Клинопироксенит-габбрын	141
Габбро-монцодиоритын	156
<u>Булэг III. Герциний габбрын формациуд</u>	169
Пикритоидийн и пикродолеритын	-
Габбродиабазын	205
Габбро-монцодиоритын	211
<u>Булэг IV. Хожу палеозой-туруу мезозойн идэвхжилийн габбрын формациуд</u>	225
Габбродиабазын	226
Габбро-монцодиоритын	234
<u>Булэг V. Өрнөд монголын габбрын формацийн латераль хувирал ба эволюци</u>	244
Дугнэлт	257
Холбогдох зохид лууд	259

CONTENTS

Foreword	5
The list abbreviation and symbols	7
<u>Introduction. The gabbro formations of the basic geological structure of Western Mongolia</u>	8
<u>Chapter I. The Pre-Cambrian gabbro formations</u>	14
The gabbro-anorthosite formation	-
The metagabbrodiabase formation	32
The anorthosite-pyroxenite-gabbro formation	36
<u>Chapter II. The Caledonian gabbro formations</u>	38
The dunite - wehrlite-clinopyroxenite-gabbro formation	-
The websterite-anorthosite-gabbronorite formation	44
The gabbro-diorite-diabase formation	59
The peridotite-pyroxenite-anorthosite-gabbronorite formation	64
The troctolite-anorthosite-lencogabbro formation	129
The clinopyroxenite-gabbro formation	141
The gabbro-monzodiorite formation	156
<u>Chapter III. The Hercynian gabbro formations</u>	169
The picrite and picrite-dolerite formations	-
The gabbrodiabase formation	205
The gabbro-monzodiorite formation	211
<u>Chapter IV. The gabbro formations of the Late Paleozoic - Early mesozoic activation</u>	225
The gabbrodiabase formation	226
The gabbro-monzodiorite formation	234
<u>Chapter V. The evolution and lateral variations of the gabbro formations of Western Mongolia</u>	244
Conclusion	257
References	259

Научное издание

Изох Андрей Эмильевич
Поляков Глеб Владимирович
Кривенко Александр Петрович и др.

ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Редактор издательства Е.Г. Макеенко
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник А.И. Смирнов
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры В.В. Борисова, Г.Д. Смоляк

ИБ № 34505

Сдано в набор 03.07.89. Подписано к печати 29.11.89.
МН-01697. Формат 70 x 100 1/16. Бумага тип. № 1.
Офсетная печать Усл. печ. л. 22,1. Усл. кр.-отт. 22,1.
Уч.-изд. л. 22,3. Тираж 600 экз. Заказ № 615.
Цена 4 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", Сибирское отделение.
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука".
630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

готовятся к печати
следующие книги:

Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. – 15 л.

Приведены новые данные по геологическому строению, минералого–геохимическим и структурным условиям образования золоторудных и золото–сурьмяных месторождений. Освещаются вопросы этапности тектонического развития рудных полей, механизма формирования разрывных зон, стадийности гидротермального оруденения и связи его с процессами метаморфизма и метасоматизма. Особое внимание уделено критериям и методам локального прогнозирования оруденения на уровне месторождений, рудных тел и рудных столбов.

Для специалистов в области геологии золоторудных месторождений.

Афанасьев С.А., Архипов. Наноциклитный метод определения геологического возраста четвертичных отложений. – 10 л.

Предлагаемый новый наноциклитный метод определения геокриологического возраста основан на изучении ленточных и ритмично–слоистых глин озерно–ледникового и озерного происхождения с хорошо выраженной и доказанной годичной слоистостью, на детальном изучении слоев глин, алевролитов, песков и силтов, выявлении наноциклов разных классов с длительностью развития от одного года до тысячи лет. Геологический возраст устанавливается по сравнению спектров наноциклов с табличными данными с высокой относительной точностью (до 0,1%), недоступной изотопному и термолюминесцентному методам. Метод прост, дешев и доступен для широкого использования.

Для геологов и географов, изучающих четвертичные отложения.

ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ!

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам: 117393 Москва, ул. академика Пилюгина, 14, корп. 2, магазин "Книга - почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга - почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга - почтой".

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга - почтой");
- 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 ("Книга - почтой");
- 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;
- 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 ("Книга - почтой");
- 320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга - почтой");
- 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга - почтой");
- 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга - почтой");
- 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 ("Книга - почтой");
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
- 252025 Киев, ул. Осипенко, 17;
- 252107 Киев, ул. Татарская, 6 ("Книга - почтой");
- 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148 ("Книга - почтой");
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 ("Книга - почтой");
- 660049 Красноярск, проспект Мира, 34;
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга - почтой");
- 191104 Ленинград, Литейный проспект, 57;
- 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
- 194064 Ленинград, Тихорецкий проспект, 4;
- 220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга - почтой");
- 103009 Москва, ул. Горького, 19а;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 ("Книга - почтой");
- 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;
- 142292 Пушино Московской обл., МР, "В", 1 ("Книга - почтой");
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга - почтой");
- 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;

- 700 029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700070 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга - почтой");
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга - почтой");
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга - почтой"),
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга - почтой");