



Г.В.ПИНУС, Л.В.АГАФОНОВ, Ф.П.ЛЕСНОВ

**АЛЬПИНОТИПНЫЕ
ГИПЕРБАЗИТЫ
МОНГОЛИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-ЛЕТИЯ СОЮЗА ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

БНМУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

СИБИРИЙН САЛБАР

ЗХУ-ын 60 жилийн ОЙН НЭРЭМЖИТ
ГЕОЛОГИЙН БА ГЕОФИЗИЙН ХУРЭЭЛЭН

ГЕОЛОГИЙН
ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

SIBERIAN BRANCH

GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL
INSTITUTE
HONOURED THE NAME OF THE 60th
ANNIVERSARY OF THE USSR

GEOLOGICAL
INSTITUTE



Г.В. ПИНУС, Л.В. АГАФОНОВ, Ф.П. ЛЕСНОВ

МОНГОЛ ОРНЫ АЛЬПИЙН ТОРЛЫЙН ГИПЕРБАЗИТ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бутээл, цуврал 36

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ
Академич *В.А. Кузнецов*

1984

”НАУКА” ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

Г.В. ПИНУС, Л.В. АГАФОНОВ, Ф.П. ЛЕСНОВ

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 36

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Академик В.А. Кузнецов

1984

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

G.V. PINUS, L.V. AGAFONOV, F.P. LESNOV
ALPINE-TYPE ULTRABASITES OF MONGOLIA

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 36

Responsible Editor
academician *V.A. Kuznetsov*

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984.

Работа представляет собой первое монографическое описание геологии, петрологии, минералогии, петрохимии, геохимии и металлогении альпинотипных гипербазитов Монголии, основанное в значительной мере на оригинальных данных, полученных авторами в процессе многолетних комплексных исследований. Выявлены пространственные, временные и генетические взаимоотношения гипербазитовых массивов с более поздними интрузивами габброидов и гранитоидов и с вмещающими их породами.

Табл. 75. Ил. 38. Библиогр. 231 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Альпинотипные гипербазиты являются объектом детального изучения специалистами различных отраслей геологической науки. Причины этого следующие. Во-первых, общепризнанно, что эти горные породы — производные глубинного (мантийного) вещества и в той или иной мере могут характеризовать его состав, а также возможные условия выплавления соответствующих расплавов. Следовательно, изучение альпинотипных гипербазитов позволяет получить информацию о тех оболочках Земли, которые недоступны для непосредственного наблюдения. Во-вторых, альпинотипные гипербазиты, распространенные во всех складчатых областях Земного шара, входят в состав повторяющейся во времени ассоциации многообразных горных пород, объединяемых понятием о ф и о л и т ы, которые, как полагают многие исследователи, образуются на ранних стадиях формирования земной коры и, таким образом, на континентах представляют собой составную часть древней коры океанического типа. Следовательно, изучение гипербазитов в пределах разновозрастных складчатых структур дает возможность восстановить последовательность событий, приведших к образованию континентальной коры.

Третья причина, вызывающая интерес, проявленный к альпинотипным гипербазитам, состоит в том, что с ними генетически и парагенетически связан обширный комплекс разнообразных полезных ископаемых. Один из них (хромовые руды, платиноиды и др.) образуются при кристаллизации альпинотипных гипербазитов. Другие (хризотил-асбест, силикатные руды никеля, нефриты, магнезиты) сформировались в результате более поздних преобразований гипербазитов. В свете сказанного вполне понятен интерес к альпинотипным гипербазитам со стороны петрологов, тектонистов, геофизиков, геохимиков и металлогенистов.

В настоящей работе излагаются результаты детальных многолетних исследований альпинотипных гипербазитов одного из относительно мало изученных в геологическом отношении районов Центральной Азии—Монголии. Широкое распространение этих образований в пределах каледонских и герцинских складчатых областей позволяет рассматривать территорию Монгольской Народной Республики в качестве новой гипербазитовой провинции Мира.

До последнего времени альпинотипные гипербазиты МНР изучались лишь фрагментарно, в процессе региональных поисково-съёмочных или тематических исследований. Несколько детальнее изучены те массивы, в которых обнаружена хризотил-асбестовая минерализация. Однако практически не исследованы внутреннее строение массивов, их взаимоотношения с окружающими породами, петрохимические, минералогические и геохимические особенности. На этих проблемах и было акцентировано внимание авторов работы, поскольку именно детальный анализ вещества может помочь найти решение вопросов генезиса альпинотипных гипербазитов.

Данная работа — первое монографическое исследование альпинотипных гипербазитов Монголии, в основе которого лежит фактический материал, собранный в процессе личных исследований авторов в 1973—1981 гг. Помимо авторов, являющихся сотрудниками Лаборатории петрологии магматических пород Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, в полевых и лабораторных исследованиях в разные годы принимали участие научные сотрудники института: В.В. Велинский, О.Л. Банников, А.А. Меляховецкий, А.П. Кривенко, П.П. Кузнецов, И.В. Завьялова, С.И. Ступаков. Полевые работы проводились в рамках Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и МНР. Со стороны Геологического института АН МНР в полевых исследованиях принимал участие Ж. Баярхуу.

Аналитические исследования полевых материалов, использованных в работе, проводили сотрудники различных лабораторий ИГиГ СО АН СССР. Всем, кто содействовал проведению настоящего исследования, авторы выражают свою глубокую благодарность.

В данной монографии Г.В. Пинусом написаны предисловие, I, II и VII главы; кроме того, он принял участие в написании III и VI глав. Л.В. Агафонов написал III и IV главы и участвовал в написании II главы. Ф.П. Лесновым написаны V глава и часть VI главы; кроме того, он принял участие в написании предисловия и II главы. Общее научное руководство работами осуществлено Г.В. Пинусом.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>Ам</i>	— амфибол	<i>Ол</i>	— оливин
<i>Ан %</i>	— содержание анортитового компонента в плагиоклазе	<i>Опр</i>	— ортопироксен
<i>Ап</i>	— апатит	<i>Пл</i>	— плагиоклаз
<i>Би</i>	— биотит	<i>Рл</i>	— рутил
<i>Гр</i>	— гранат	<i>Ст</i>	— ставролит
<i>Кв</i>	— кварц	<i>Сф</i>	— сфен
<i>Кпр</i>	— клинопироксен	<i>Сил</i>	— силлиманит
<i>Кц</i>	— кальцит	<i>Хл</i>	— хлорит
<i>Мк</i>	— микроклин	<i>ХрШп</i>	— хромшпинель
<i>Мт</i>	— магнетит	<i>Эп</i>	— эпидот
<i>Му</i>	— мусковит	<i>f'</i>	— $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$
		<i>K_d</i>	— коэффициент распределения компонентов

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛИИ

Обширная территория Монгольской Народной Республики сложена разнообразными и разновозрастными складчатыми структурами. В тектоническом плане она разделяется на два крупных блока, отличающихся историей геологического развития. Северный блок, составляющий большую часть площади страны, сложен в основном раннекаледонскими складчатыми структурами, среди которых располагаются многочисленные выступы кристаллического фундамента каледонид, представленного метаморфическими образованиями протерозоя. В крайней северо-западной части этого блока располагаются складчатые структуры поздних каледонид. В пределах северного блока расположен ряд наложенных разновозрастных прогибов, выполненных более молодыми палеозойскими и мезозойскими отложениями. Строение южного блока более простое. Он сложен герцинскими складчатыми комплексами, которые лишь в южной и юго-восточной его частях, примыкающих к Китайской платформе, включают в себя небольшие по размерам оторженцы позднерифейского основания, переработанные палеозойскими движениями. Обширные площади южного блока заняты позднепалеозойско-кайнозойскими депрессиями. Эти два главных структурных элемента Монголии, названных Л.П. Зоненшайном и Р.А. Хасиным [70] мегаблоками, отделены друг от друга трансмонгольским линеаментом, прослеживающимся в субширотном направлении через всю страну на протяжении более 2000 км.

Северный и южный мегаблоки Монголии отличаются не только возрастом слагающих их складчатых сооружений, но и стилем их тектоники. Характерная и весьма важная особенность северного мегаблока — мозаично-блоковый план тектонического строения его каледонских складчатых структур, обусловленный наличием разноориентированных выступов древнего фундамента каледонид и разделяющих их межвыступных пространств. Тектонический план южного мегаблока определяется линейным типом складчатых структур герцинид. Отмеченные различия в стиле тектоники смежных мегаблоков Монголии присущи и соседним территориям Советского Союза, где прослеживаются каледонские и герцинские складчатые комплексы [54, 127], и в целом всему Центрально-Азиатскому складчатому поясу [62]. Трансмонгольский линеамент, разделяющий северный и южный мегаблоки Монголии, в тектоническом отношении изучен недостаточно. Лишь его крайний западный фланг, Булганский разлом, подвергался специальным исследованиям. По данным В.И. Тихонова [167], эта часть главного монгольского разрывного нарушения классифицируется как надвиг с падением плоскостей сместителя к северу под углом в $15-20^\circ$. Предполагается, что движения по данному разлому происходили с севера на юг.

Наличие с севером мегаблоке многочисленных выступов кристаллического фундамента каледонид, сложенных метаморфическими толщами протерозоя, с учетом установленного в настоящее время длительного тектоно-денудационного перерыва между древними толщами фундамента и перекрывающими их с несогласием венд-нижнекембрийскими отложениями [83] может служить убедительным доказательством того, что ко времени зарождения венд-кембрийской геосинклинали у восточной части северного мегаблока кора была континентального типа [56]. Последующие тектонические движения, происходившие в предвендское время, привели к деструкции континентальной коры, дифференцированным вертикальным и ограниченным горизонтальным движениям отдельных блоков коры и раздвигу последних. На существование этих явлений в прошлом указывает разнофациальный состав венд-нижнекембрийских отложений, представленных наряду с типичными эвгеосинклинальными осадочно-вулканогенными (офиолитовыми) образованиями толщами существенно терригенными и карбо-

натных пород. В противоположность первым, формировавшимся в мобильных условиях магматически активных относительно узких межблоковых зон, седиментация вторых происходила на обширных пространствах, в амагматических тектонически стабильных условиях, на жестком основании погруженных блоков протерозойского фундамента каледонид.

Такое же двухъярусное строение имеет область позднекаледонской складчатости. По представлениям А.Б. Дергунова и Б. Лувсанданзана [41], седиментация своеобразных весьма однородных терригенных геосинклинальных отложений поздних каледонид происходила в прогибах, подстилавшихся раннекаледонским и более древним складчатым основанием. Жесткий фундамент поздних каледонид ни до накопления осадочных толщ, ни во время этого не подвергался интенсивным тектоническим преобразованиям. В частности, отдельные блоки его не испытали перемещений с образованием зон раздвигов. Именно поэтому в области распространения поздних каледонских складчатых структур на территории Монголии и в сопредельных областях Советского Союза отсутствуют синхронные им офиолитовые зоны и сопряженные с ними гипербазитовые пояса [133]. Во всех случаях, где среди складчатых структур поздних каледонид обнаруживаются цепочки небольших тел или отдельные гипербазитовые массивы, они всегда ассоциируют с эвгеосинклинальными существенно вулканогенными толщами венданского кембрия, слагающими тектонические клинья вдоль крупных разрывных нарушений. Эти наблюдения — еще одно доказательство наличия в основании позднекаледонских складчатых структур более древнего жесткого фундамента.

Существенно иная тектоническая обстановка выявляется при анализе герцинских складчатых структур, которые широкой (до 400 км), слабо изогнутой к югу полосой прослеживаются в субширотном направлении, целиком слагая южный мегаблок. Геосинклинальные системы и крупнейшие разрывные нарушения ориентированы в герцинидах Монголии в одном, субширотном направлении. Реликтовые выступы древнего основания в них отсутствуют. Нет и других каких-либо признаков существования в основании герцинских отложений коры континентального типа. Все это характерно для складчатых областей линейного типа.

Из краткого обзора главных тектонических структур Монголии можно сделать вывод, что ко времени проявления позднерифейского тектогенеза на значительной территории страны, ныне занятой каледонскими и более древними складчатыми комплексами, существовала кора континентального типа, которая позднее, во время позднерифейской складчатости, была расчленена на отдельные блоки. Между ними в относительно узких зонах проявился активный мантийный магматизм, в результате которого формировались зоны офиолитов с заключенными в них гипербазитовыми поясами. На юге страны в это время, по-видимому, существовал океанический бассейн. Интенсивная тектоническая и магматическая деятельность в его пределах проявилась позднее. Она совпала по времени с ранними фазами герцинского тектогенеза и была локализована в линейных зонах, где затем возникли среднепалеозойские, а южнее и в более позднее время — верхнепалеозойские офиолиты, сопровождавшиеся протрузиями гипербазитов.

Альпинотипные гипербазитовые пояса в настоящее время установлены во всех перечисленных выше складчатых комплексах. Везде они пространственно сопряжены с региональными разломами глубокого заложения и длительного развития. Однако геологическая позиция этих разломов и гипербазитовых поясов не однотипна.

Особенности структурного положения гипербазитовых поясов и составляющих их ультраосновных массивов, расположенных в каледонских и герцинских складчатых структурах Монголии, обсуждаются в следующей главе.

ПОЛОЖЕНИЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ
В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ МОНГОЛИИ

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ В КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ

Большая часть гипербазитовых поясов Монголии размещена в каледонских складчатых комплексах северного мегаблока. В его пределах расположены Дзабханский, Толбонурский, Баянхонгорский, Ханхухэйский, Прихубсугульско-Сангиленский, Прихубсугульский, Северо-Гобийский и Керуленский гипербазитовые пояса (рис. 1). Зоны глубинных разломов, трассируемые гипербазитовыми поясами, располагаются в северном мегаблоке чаще всего на границе раннекаледонских эвгеосинклинальных толщ с выступами древнего фундамента каледонид. Часть разломов приурочена к участкам сопряжения разнофациальных отложений венда—нижнего кембрия, фиксирующих границы области погруженного фундамента каледонид. Остальные глубинные разломы хотя и находятся внутри раннекаледонской складчатой области, но обычно тяготеют к выступам кристаллического основания каледонид.

Гипербазитовые массивы, которые по своей морфологии в большинстве случаев представляют собой крутозалегающие пластинообразные тела, чаще всего вмещаются осадочно-вулканогенными отложениями венда—нижнего кембрия и метаморфическими породами протерозойского фундамента каледонид либо располагаются в зонах непосредственного тектонического контакта между ними. В отдельных случаях, как, например, в западной части Толбонурского гипербазитового пояса, мелкие тела гипербазитов, нередко совместно с породами вмещающей их рамы последующими тектоническими движениями были выведены на более высокие стратиграфические уровни и в настоящее время размещаются среди терригенных толщ ордовика и силура.

Отмеченные выше в общей форме особенности, характеризующие тектоническую позицию гипербазитовых поясов, расположенных в области каледонских складчатых структур, подкреплены ниже фактическими данными, изложенными при описании отдельных гипербазитовых поясов и составляющих их ультраосновных массивов.

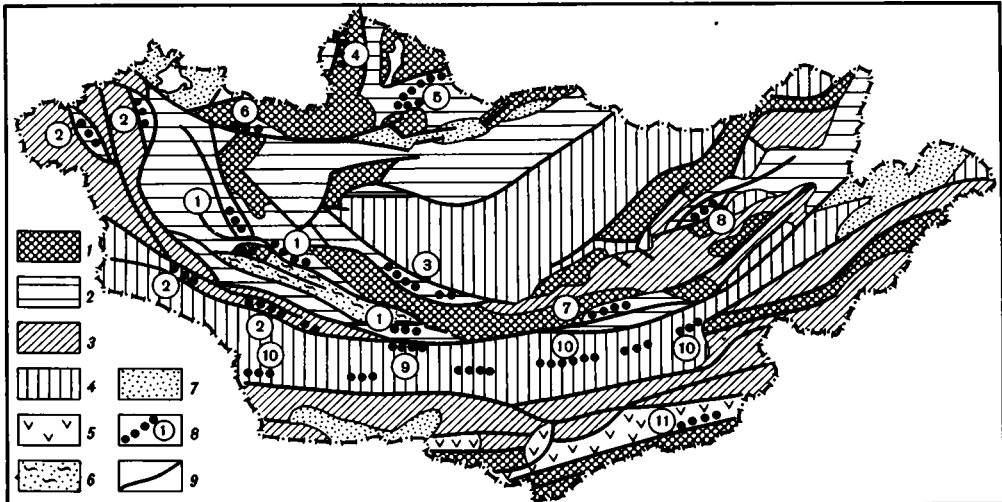


Рис. 1. Схема расположения поясов альпинотипных гипербазитов в складчатых структурах Монголии (составил Г.В. Пинус)

1 — выступы позднеерифейского основания, переработанные палеозойскими движениями; 2—5 — геосинклинальные комплексы: 2 — раннекаледонские, 3 — позднекаледонские, 4 — раннегерцинские, 5 — позднегерцинские; 6 и 7 — орогенные комплексы: 6 — эпикаледонские, 7 — эпигерцинские; 8 — гипербазитовые пояса; 9 — разломы. Гипербазитовые пояса (числа в кружках): 1 — Дзабханский, 2 — Толбонурский, 3 — Баянхонгорский, 4 — Прихубсугульско-Сангиленский, 5 — Прихубсугульский, 6 — Ханхухэйский, 7 — Северо-Гобийский, 8 — Керуленский, 9 — Баянлэгский, 10 — Гобийский, 11 — Солонкерский

Дзабханский гипербазитовый пояс

По масштабам проявления ультраосновного магматизма этот пояс — один из крупнейших гипербазитовых поясов Монголии. В нем сконцентрировано более 50 массивов, в том числе такие крупные, как Наранский, Тайширинский и другие, площадь выходов которых измеряется многими десятками квадратных километров. Протяженная цепь гипербазитовых массивов этого пояса прослеживается на расстояние более 500 км. Его восточный фланг располагается в районе хребта Ихэ-Богдо, а западный — в Долине озер, вблизи озера Хиргис-Нур. На меридиане аймачного центра Алтай Гоби от Дзабханского пояса в юго-западном направлении отходит Ихэ-Дарибское ответвление, в составе которого, кроме ряда мелких тел, располагается еще один крупный гипербазитовый массив — Алагульский.

Размещение массивов Дзабханского пояса контролируется одноименной зоной глубинных разломов, отделяющей эвгеосинклинальные толщи венда — нижнего кембрия от выступов кристаллического фундамента каледонид, сложенного метаморфическими толщами докембрия, или от перекрывающих эти выступы существенно терригенно-карбонатных отложений, седиментация которых произошла одновременно с отложениями эвгеосинклинальных прогибов венда—нижнего кембрия. Местами венд-кембрийские отложения в зоне гипербазитового пояса трансгрессивно перекрываются либо тектонически контактируют с осадочно-вулканогенными отложениями девона, выполняющими орогенные прогибы. Гипербазитовые массивы пояса располагаются по краям эвгеосинклинальных прогибов и находятся в пространственной ассоциации с осадочно-вулканогенными отложениями венда — нижнего кембрия, вблизи них среди метаморфических толщ докембрия, слагающих фундамент, или, наконец, на границе между осадочно-вулканогенной и метаморфической толщами.

Разрывные нарушения, контролирующие размещение ультраосновных массивов, почти всегда имеют крутое падение плоскостей сместителей. Располагающиеся вдоль них пластино- или линзообразные по форме гипербазитовые массивы в периферических частях обычно интенсивно рассланцованы. Одиночные мелкие тела гипербазитов, нередко сопровождающие гипербазитовые массивы или образующие серию самостоятельных кулисно расположенных и быстро выклинивающихся линз и узких протяженных лент, как правило, будирированы и развальцованы. Иногда в них наблюдаются конгломератовидные текстуры или отдельность чечевицевидной формы.

Ультраосновные породы, слагающие гипербазитовые массивы Дзабханского пояса, представлены в основном перидотитами, среди которых преобладают гарцбургиты. Лерцолиты и дуниты встречаются реже. В отдельных массивах дуниты играют заметную роль. Все эти породы в различной степени серпентинизированы. Большинство мелких тел серпентинизировано полностью. Серпентиниты нередко подвергаются изменениям, вызванным воздействием на них более молодых интрузий, в том числе габброидов, тела которых обычно тесно пространственно ассоциируют с гипербазитами. Эти изменения выражаются в перекристаллизации серпентинитов, карбонатизации, отальковании и тремолитизации их, появлении апосерпентинитовых лиственитов, пироксенитов и верлитов, а также вторичных дунитов. На некоторых массивах сохранилась кора химического выветривания ультраосновных пород.

Более подробно особенности геологической позиции отдельных типоморфных массивов Дзабханского пояса, состава пород и метаморфизма их отражены ниже.

Наранский гипербазитовый массив расположен в восточной части хребта Хан-Тайширин-Ула на абсолютных высотах 2400—3000 м над уровнем моря. В плане он образует вытянутое в запад-северо-западном направлении овальное тело длиной 38 км и шириной 2—5,5 км (рис. 2). Общая площадь выходов ультраосновных пород около 160 км². Рельефом местности массив вскрыт на глубину 500 м. Его пластинообразное тело наклонено к северу под углом 70° и довольно полого, под углом 30°, погружается в восточном направлении. По периферии, особенно со стороны лежащего бока, массив сопровождают многочисленные небольшие линзообразные тела серпентинитов и апосерпентинитовых лиственитов, а также два более крупных блока гипербазитов, обнажающихся в верховьях ручьев Уригал-Гол и Хужардин-Гол. Все эти тела — тектонические отторженцы Наранского массива, механически втертые во вмещающие породы при становлении главного тела.

Наранский массив принадлежит к той группе ультраосновных массивов Дзабханско-

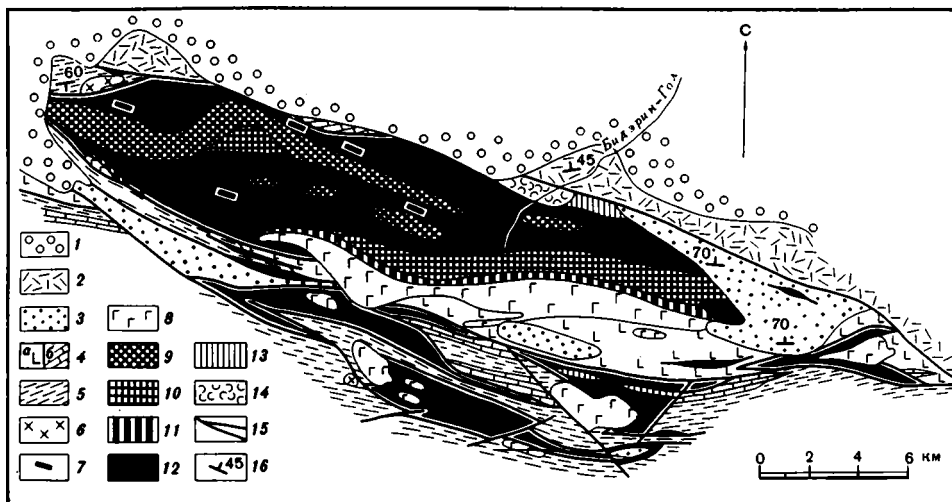


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Наранского гипербазитового массива (составили Г.В. Пинус, Ф.П. Леснов и Л.В. Агафонов)

1 — пески, гравий, галечники (кайнозой); 2 и 3 (девон) : 2 — порфириды плагиоклазовые, авгитовые, реже — кварцевые порфиры, трахилипаритовые плагиопорфиры, фельзит-порфиры, 3 — сланцы, песчаники, граувакки, гравелиты, туффиты, конгломераты; 4 — (рифей — нижний кембрий) : а — метадиабазы, метадиабазовые порфириды, их туфы, б — мраморизованные известняки с примесью кварца; 5 — сланцы карбонат-эпидот-амфибол-хлоритовые, кремнистые, реже — метадиабазы; 6 — граниты, плагиограниты лейкократовые; 7 — дайки диабазов, диабазовых и роговообманково-плагиоклазовых порфиридов; 8 — габбро-нориты, реже — габбро, габбро-диориты; 9 — дуниты; 10 — гарцбургиты, лерцолиты, 11 — вебстериты, реже — диопсидиты; 12 — серпентиниты и сильно серпентинизированные дуниты, лерцолиты; 13 — апогипербазитовые тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы; 14 — древняя кора выветривания гипербазитов; 15 — разломы; 16 — элементы залегания слоистости пород

го пояса, которые вмещаются осадочно-вулканогенными толщами венда—нижнего кембрия [115]. Породы венда в непосредственной близости от массива представлены известковыми серицит-хлоритовыми и кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Среди сланцев встречаются горизонты кварцитов и мраморизованных известняков. Толща нижнекембрийских отложений, тектонически граничащая с гипербазитами, состоит из преобладающих зеленокаменно-измененных диабазов, диабазовых порфиритов и их пирокластических производных и заключенных среди них горизонтов мраморизованных известняков и глинистых сланцев. Отложения венда и нижнего кембрия дислоцированы в субширотном направлении и моноκлиально падают на север-северо-восток. Среди девонских отложений, контактирующих с Наранским массивом с севера, выделяются терригенная и вулканогенная толща. Первая состоит из пачек пестроокрашенных алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Последние местами залегают на эродированной поверхности массива, и в их цементе обнаружены продукты дезинтеграции гипербазитов. Вышележащая вулканогенная толща сложена плагиоклазовыми и авгитовыми порфиридами, которым подчинены потоки кварц-полевешпатовых порфиром.

Особенность Наранского массива — относительно хорошая сохранность слагающих его ультраосновных пород. Большая часть их представлена гарцбургитами. Количественно им подчинены обедненные моноκлинным пироксеном лерцолиты. Значительная площадь массива в его центральной части сложена дунитами. Небольшие поля дунитов встречаются и среди перидотитов. Большую роль среди пород массива играют серпентиниты. Основная масса их возникла за счет гарцбургитов и представлена лизардитовыми разновидностями, содержащими псевдоморфозы бастита. В западной части массива обнаружены антигорит-лизардитовые серпентиниты. Реже встречаются мономинеральные антигоритовые разновидности. В северной, приконтактной части массива среди интенсивно серпентинизированных дунитов и гарцбургитов прослежена полоса распространения жил вторичных дунитов, ассоциирующих с прожилками офита салатного цвета. Здесь

же обнажаются дайки диабазов и микрогаббро. Это одно из немногих мест в Монголии, где установлено вторичное происхождение оливиновых пород. Подробно этот вопрос обсужден ниже, в специальной главе. В гипербазитах этого массива обнаружены жиллообразные тела хромитов, которые также будут затем охарактеризованы более детально.

В южной части Наранский массив и вмещающие его вулканы нижнего кембрия интродуцированы крупным линейно вытянутым телом габбро-норитов. В экзоконтакте этой интрузии со стороны гипербазитов повсеместно прослеживается мощная зона апосерпентинитовых пироксенитов. Преобладающая масса их представлена оливинсодержащими и безоливиновыми вебстеритами, среди которых обнаруживаются породы, близкие по составу к верлитам. Подобные апосерпентинитовые новообразования сопровождают также небольшие тела габброидов, интродуцирующие гипербазиты в западной части массива и в других местах. Там пироксениты представлены частично амфиболлизированными диопсидитами. О генетической самостоятельности и более позднем по сравнению с гипербазитами становлении габброидных массивов свидетельствуют также многочисленные ксенолиты гипербазитов в габбро, обнаруженные нами в верховьях рч. Уригал-Гол и в других местах.

В северной, приконтактной части массива на площади около 3 км² на гипербазитах сохранились корневые части древней коры выветривания, представленные зоной дезинтегрированных серпентинитов и частично зоной выщелачивания их с широким пространением интенсивно карбонатизированных и ожелезненных пород, густо насыщенных жилами химически чистого скрытокристаллического магнетита.

Тайширинский гипербазитовый массив и ближайшее его обрамление привлекают внимание исследователей тем, что в этом районе обнажается вся гамма пород, составляющих офиолитовую ассоциацию, что встречается весьма редко. Отдельные вопросы геологии района и гипербазитового массива нашли отражение в работах Н.Г. Марковой [115], Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [65] и авторов [138].

Тайширинский гипербазитовый массив расположен всего в 5 км от Наранского, поэтому геологическое строение района, где он обнажается, такое же, как и района Наранского массива. Аналогична и тектоническая позиция этих гипербазитовых массивов. Отметим только, что в окружении Тайширинского массива отсутствуют девонские отложения и сам массив по сравнению с Наранским приближен к разлому, отделяющему венд-нижнекембрийские отложения от метаморфических толщ, слагающих Гоби-Алтайский выступ фундамента каледонид. По-видимому, этим следует объяснять более интенсивную тектоническую переработку ультраосновных пород массива и последующие метасоматические изменения их.

Практически весь массив сложен серпентинитами, в которых лишь в редких случаях сохранились реликты зерен оливина и ромбического пироксена. Серпентиниты интродуцированы крупным телом габбро, часть которого в восточном окончании Тайширинского массива еще не полностью вскрыта эрозией. Это подтверждает наличие среди серпентинитов ряда мелких выходов габброидов, очевидно слагающих апикальную часть габброидного интрузива. Характерно, что почти повсеместно в экзоконтактных частях габброидной интрузии фиксируются различной мощности оторочки апосерпентинитовых пироксенитов: Местами они встречаются и вне связи с габброидами, образуя жиллообразные тела в серпентинитах. О метасоматической природе пироксенитов свидетельствуют такситовые текстуры этих пород, сохранившиеся среди неравномернозернистого агрегата пироксеновых зерен участки перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов, а также иной, чем у габбро, состав пироксенов. Об этом подробнее сказано ниже.

К особенностям геологического строения района данного массива следует отнести наличие здесь многочисленных диабазовых даек. Местами, как, например, по левобережью ручья, протекающего у развалин монастыря, и в некоторых других местах, наблюдаются рои даек. Они секут весь комплекс пород, обнажающихся в районе Тайширинского массива, в том числе гипербазиты, габброиды, толщи основных вулканитов и даже наиболее молодые плагиограниты, мелкие штоки которых обнажаются в восточной части Тайширинского массива. Дайки не обнаружены только среди пород осадочной толщи нижнего кембрия.

Активная, неоднократно возобновлявшаяся магматическая деятельность в районе Тайширинского гипербазитового массива оставила свой след и в преобразовании габброидных пород. В ряде мест, где они ассоциируют с гипербазитами, за счет габброидов

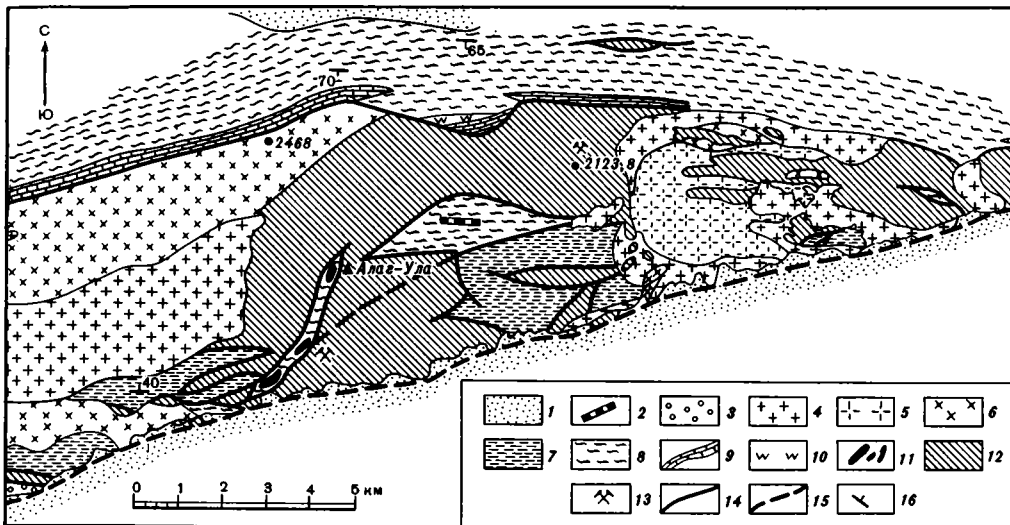


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Алагульского гипербазитового массива (составили Г.В. Пинус, Л.В. Агафонов, Ф.П. Лесной и П.П. Кузнецов)

1 — рыхлые отложения (кайнозой); 2 — дайки диабазов; 3 — конгломераты, гравелиты, песчаники, черные сланцы, кварцевые порфиры и их туфы (девон); 4 — граниты субщелочные микроклинковые; 5 — граниты, плагิโอграниты, кварцевые диориты; 6 — диориты; 7 — кварц-хлоритовые, серицит-хлоритовые сланцы, алевролиты, метапесчаники, горизонты кварцитов и известняков, метадиабазы и их туфы (венд — нижний кембрий); 8—11 — (рифей): 8 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, 9 — мраморы графитосодержащие, 10 — кварциты, 11 — диаспоровые бокситы; 12 — серпентиниты, реже — серпентинизированные гарцбургиты, дуниты, лерцолиты; 13 — рудопроявления хризотил-асбеста; 14 — разломы; 15 — глубинный разлом, перекрытый рыхлыми отложениями; 16 — элементы залегания слоистости пород

возникли родингиты. Среди ультраосновных пород Тайширинского массива довольно широко распространена хризотил-асбестовая минерализация.

Алагульский гипербазитовый массив, как уже отмечалось, в совокупности с рядом более мелких серпентинитовых линз составляет обособленную ветвь Дзубханского гипербазитового пояса. Подробное описание массива дано в работе Г.В. Пинуса с соавторами [136], поэтому здесь мы ограничимся краткой характеристикой его.

Гипербазитовый массив обнажается на южном склоне хребта Ихэ-Дариби, захватывая и водораздельную его часть. Тектоническими нарушениями, ограничивающими расположенные среди него блоки вмещающих пород, а также прорывающими гипербазиты различными по составу и возрасту гранитоидными интрузиями он расчленен на ряд изолированных друг от друга с поверхности тел, что обусловило весьма сложный его контур (рис. 3).

Структурная позиция Алагульского массива определяется приуроченностью его к ориентированному в широтном направлении крутопадающему разлому, вдоль которого с ним контактируют метаморфические образования протерозоя. Последние образуют здесь выступ кристаллического фундамента каледонид среди эвгеосинклинальных отложений озерной структурно-фациальной зоны, сложенной терригенно-вулканогенными отложениями, условно датированными вендом—нижним кембрием.

Вмещающие Алагульский массив с северной, западной и восточной сторон метаморфические образования протерозоя представлены различными по минеральному составу гнейсами и кристаллическими сланцами, а также подчиненными им амфиболитами, кварцитами и мраморами. В верхней части разреза среди протерозоя, слагающих тектонический клин, зажатый среди ультраосновных пород массива, обнаружена пачка пород, состоящая из перемежающихся горизонтов диаспоровых бокситов, хлоритов, гранатитов, корундитов и других метаморфических пород терригенного происхождения. Характер минеральных парагенезисов пород протерозоя свидетельствует о том, что они подверглись метаморфизму в условиях низов эпидот-амфиболитовой фации средних давлений.

Отметим, что в составе горизонтов хлоритов и других протерозойских метаморфических пород терригенного происхождения нами были обнаружены продукты дезинтеграции гипербазитов в виде зерен хромшпинелидов и обломков серпентинитов. Эти факты свидетельствуют о древнем возрасте ультраосновных пород, которые не только были сформированы и выведены на поверхность, но и подверглись размыву ко времени седиментации первично осадочных пород, слагающих верхнюю часть разреза докембрия.

Южная граница Алагульского массива на значительном протяжении перекрыта делювиально-пролювиальными отложениями конусов выноса. Лишь на отдельных участках ультраосновные породы массива тектонически контактируют с осадочно-вулканогенной толщей, условно отнесенной к венду—нижнему кембрию и состоящей из кварц-хлоритовых и серицит-хлоритовых сланцев, метаморфизованных алевролитов и песчаников, отдельных горизонтов кварцитов и известняков, а также мощных пачек зеленокаменно-измененных диабазов и их туфов. Как уже говорилось, гипербазитовый массив прорывается крупным телом диоритов и более молодой интрузией субщелочных гранитоидов.

Большая часть площади Алагульского массива сложена антигоритовыми, антигорит-лизардитовыми, реже — лизардитовыми серпентинитами. Небольшие по размерам участки, сложенные в различной степени серпентинизированными ультраосновными породами, обнажаются в наиболее глубоко эродированных частях массива, который сильно расчлененным рельефом местности вскрывается на глубину до 700 м. Среди первичных ультраосновных пород установлены перидотиты и дуниты. В числе первых преобладают гарцбургиты с содержанием ортопироксена 10—20% объема породы. Перцолиты встречаются реже. Господствующий в них минерал — оливин, а среди пироксеновой составляющей явно преобладает ортопироксен. Дуниты встречены в северной и юго-восточной частях массива. В северной его части вблизи интрузии диоритов среди перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов обнаружены жилообразные тела вебстеритов мощностью 0,2—0,6 м. Геологическая позиция и форма тел, а также наличие среди агрегата пироксеновых зерен реликтовых участков антигоритовых серпентинитов свидетельствуют в пользу апосерпентинитового происхождения вебстеритов.

Под влиянием прорывающих гипербазиты интрузий гранитоидов в зонах их контактового воздействия, помимо пироксенитов, возникает ряд других разновидностей апосерпентинитовых образований. Из них наиболее распространены карбонатизированные серпентиниты. В зависимости от температуры и состава гидротерм, вызывающих метасоматические преобразования серпентинитов, последние преобразуются в кварц-карбонатные, тальк-карбонатные, тремолит-тальк-карбонатные, тальк-тремолитовые, серпентин-антофиллитовые, оливин-антофиллитовые и мономинеральные антофиллитовые породы. Нами в пределах Алагульского гипербазитового массива в ряде пунктов была обнаружена хризотил-асбестовая минерализация, а в заключенном среди массива тектоническом клине пород протерозоя — месторождение диаспоровых бокситов, охарактеризованное в работе [136].

Хутульский гипербазитовый массив расположен на северо-западном фланге Дзэбханского гипербазитового пояса на левобережье р. Хунгуй-Гол, к югу от сомона Ургамал. На геологической карте Монголии масштаба 1:1 500 000 ранее в этом районе были показаны пять небольших тел ультраосновных пород. В 1973 г. авторами там был выявлен и изучен крупный гипербазитовый массив, общая площадь выходов которого около 95 км². Позднее Хутульский массив посещали И.П. Палей и Л.П. Зоненшайн. В 1979 г. в процессе геологического картирования района массив был обследован геологами Аэрологической экспедиции, а в 1980 г. нами была составлена геологическая карта массива (рис. 4) и проведено более детальное его изучение.

Структурная позиция Хутульского массива, как и всех охарактеризованных выше гипербазитовых массивов Дзэбханского пояса, определяется пространственной сопряженностью его с зоной Дзэбханского глубинного разлома, разграничивающего здесь две разновозрастные структуры: на западе — метаморфические толщи рифея, на востоке — зеленокаменно-измененные геосинклинальные отложения предполагаемого венда—нижнего кембрия. Важная особенность массива состоит в том, что он практически целиком расположен среди пород метаморфических толщ докембрия. Рядом сопряженных с Дзэбханским разломом крутопадающих тектонических нарушений северо-западного простирания и связанных с ними разноориентированных разрывных нарушений

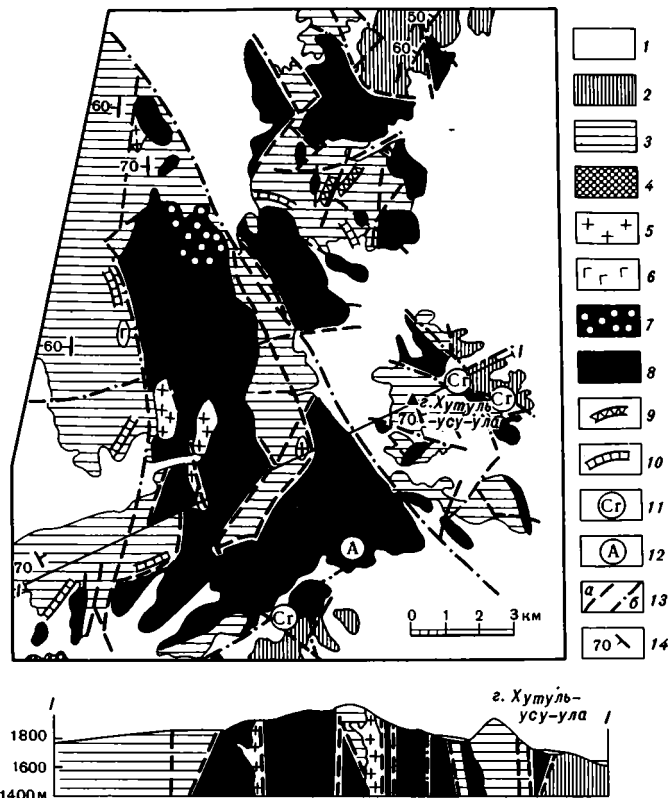


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Хутульского гипербазитового массива (составили Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов, С.И. Стулаков и И.В. Завьялова)

1 — рыхлые отложения (кайнозой); 2 — метаморфизованные мергелистые известняки, темно-серые и черные кварциты, зеленокаменно-измененные диабазы и их туфы, филлитовидные сланцы (венд — нижний кембрий); 3 и 4 (рифей): 3 — мраморы графитизированные, кварциты с прослоями амфиболитов и кристаллических сланцев (верхняя толща), 4 — гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, кварцсодержащие амфиболиты с прослоями мраморов и кварцитов (нижняя толща); 5 — граниты; 6 — габбро; 7 — листвениты и лиственизированные гипербазиты; 8 — серпентиниты с участками серпентинизированных дунитов и гарцбургитов; 9 — дайки основного состава; 10 — дайки кислого состава; 11 — рудопроявления хромита; 12 — рудопроявления хризотил-асбеста; 13 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 14 — элементы залегания слоистости пород; I—I — геолого-петрографический разрез

более мелкого масштаба массив разбит на серию блоков, часть которых отделена друг от друга тектоническими клиньями, сложенными метаморфическими породами рифея. Все это в сочетании с интрузирующими гипербазитами небольшими телами более молодых габброидов и гранитов предопределило весьма сложный контур массива и сопровождающих его мелких тел гипербазитов.

Метаморфические образования рифея, среди которых располагается массив, по литологическому составу и положению в разрезе подразделены нами на две толщи — нижнюю, состоящую из гранито-гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов с подчиненными горизонтами кварцитов и мраморов, и верхнюю, в которой преобладают мраморы, кварциты и амфиболиты. Контакт между толщами тектонический. Однако в ряде пунктов в мраморах верхней толщи были обнаружены обломки кристаллических сланцев, свидетельствующие не только о более высоком стратиграфическом положении ее, но и о разделявшем их тектоно-денудационном перерыве.

Анализ типичных минеральных парагенезисов метаморфических пород рифея (гранито-гнейсы: $Pl + Kz + Mk + Mu \pm Bu$; кристаллические сланцы: $Pl + Kz + Bu \pm Gr \pm Mu$, $Kz + Bu + Gr + St + Mu \pm Pl$, $Am + Pl + Kz \pm Bu \pm Gr$, $St + Am + Pl + Kz \pm Bu \pm$

$\pm Gr$; амфиболиты: $Am + Pl + Kfs \pm Gr$) позволил установить, что $P-T$ условия их преобразования отвечали эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Породы обеих толщ дислоцированы в субмеридиональном направлении. Они моноклиально падают на восток и юго-запад под углами $40-80^\circ$. Местами, особенно вблизи тектонических нарушений, в метаморфических породах обнаруживается дополнительная складчатость с амплитудой крыльев порядка первых метров. Общая мощность метаморфических толщ рифея 5 км. С гипербазитами они повсеместно сопряжены по тектоническому контакту.

Определения возраста амфиболитов и гранито-гнейсов калий-аргоновым методом, выполненные Л.В. Фирсовым в Лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР, дали следующие значения: амфиболиты 430 ± 40 и 436 ± 23 млн. лет, гранито-гнейсы 388 ± 5 млн. лет. Очевидно, что даты отражают не время формирования пород и даже не время главного этапа их метаморфизма, а фиксируют время более поздней утечки радиогенного аргона, вызванной влиянием молодых гранитных интрузий, мелкие тела которых насыщают не только рифейские образования, но и гипербазиты. Высказанное предположение основывается на очень близких значениях абсолютного возраста упомянутых гранитов (420 ± 15 млн. лет) и дат, полученных для метаморфических пород рифея.

Терригенно-вулканогенные отложения, которые мы условно относим к венд-нижнему кембрию, распространены восточнее Хутульского массива, главным образом за широкой задернованной долиной урочища Хара Нтуин Холой. В непосредственной близости от массива они обнажаются лишь в его юго-восточной и северо-восточной частях. По степени метаморфизма и составу пород венд-нижнекембрийские отложения существенно отличаются от метаморфических образований рифея. Они представлены мергелистыми известняками, темноокрашенными кварцитами, полимиктовыми песчаниками, филлитовидными сланцами, зеленокаменно-измененными диабазами и их пирокластическими производными. Венд-нижнекембрийские отложения собраны в линейные складки субмеридионального простирания с крутыми, близкими к вертикальным углами падения крыльев. Там, где они контактируют с метаморфическими образованиями рифея, везде наблюдаются тектонические нарушения с крутыми падениями плоскостей сместителей.

Эти данные не согласуются с представлениями И.П. Палея [124], который, обсуждая генетические взаимоотношения венд-кембрийских отложений с докембрийскими метаморфическими толщами, говорит о ведущей роли горизонтальных движений не только в период накопления венд-кембрийских отложений, но и во время последующего развития структур. В подтверждение своих представлений он упоминает о наличии в районе выходов Хутульского гипербазитового массива четырехслойного пакета шарьяжных пластин, в строении которых участвуют породы рифея, венда-кембрия и гипербазиты. Проведенное нами детальное картирование этого гипербазитового массива и окружающей его рамы свидетельствует о крутом залегании гипербазитового тела в зоне тектонического сопряжения докембрийских и венд-нижнекембрийских структур и о протрузивном его внедрении. Последующие неоднократные субвертикальные движения в этой мобильной зоне привели к раздроблению гипербазитовой протрузии и примыкающих к ней пород рамы на отдельные блоки и к дальнейшему их перемещению. При этом, вероятно, просходили движения и по относительно пологим плоскостям сместителей. Однако эти маломасштабные субгоризонтальные движения, запечатленные в пологих надвигах, имели локальный характер и не определяют современный структурный план района.

Подавляющая часть площади Хутульского гипербазитового массива сложена серпентинитами. Сохранившие в какой-то мере свой первичный облик ультраосновные породы обнажаются лишь в виде небольших участков среди серпентинитов в южной половине западной периферической части массива. Везде они представлены серпентинизированными гарцбургитами, содержание ортопироксенитов в которых варьирует от 10 до 30%. Слабосерпентинизированные дуниты обнаружены нами лишь в небольшом блоке, залегающем среди пород верхней толщи рифея в юго-западной части массива. Большая часть неподвергшихся дальнейшему преобразованию серпентинитов содержит псевдоморфозы бастина по ортопироксену, что может служить косвенным доказательством того, что основной объем первичных пород Хутульского массива был представлен гарцбургитами.

Среди серпентинитов по минеральным парагенезисам, в порядке распространенности, выделены следующие разновидности: лизардит-антигоритовые, лазирдитовые, антигоритовые и хризотил-лизардитовые. Мономинеральные антигоритовые серпентиниты особенно широко распространены вдоль западной периферии главного гипербазитового блока. К модификациям серпентинитов, определяющим названия разновидностей серпентинитов, слагающих Хутульский массив, надо прибавить бастит, а также офит и хризотил-асбест.

Наиболее концентрированная хризотил-асбестовая минерализация обнаружена нами в юго-восточной части массива. Асбестоносная зона здесь прослеживается на расстояние 200 м при ширине 30 м. Хризотил-асбестом сложены одиночные жилы и тонкопрожилковые зоны. Длина волокна в одиночных жилах достигает 15 мм, протяженность их измеряется первыми метрами. Жилы расположены кулисно, вытягиваются вдоль асбестоносной зоны. Хризотил-асбест тонкопрожилкового типа более или менее равномерно насыщает хризотил-лазардитовые серпентиниты асбестоносной зоны. Содержание его в породе достигает 10–15%. В этом районе серпентиниты интродуцируются многочисленными мелкими телами гранит-порфиров. Незначительная хризотил-асбестовая минерализация установлена также в крайней юго-западной части гипербазитового массива.

Влияние прорывающих гипербазиты даек и мелких штоков гранитов, диабазов и микрогаббро не ограничивается перекристаллизацией серпентинитов и появлением в них хризотил-асбестовой минерализации. Чаше можно наблюдать различные стадии процесса лиственитизации серпентинитов, начиная от карбонатизации их до полного исчезновения серпентинитов и образования за их счет мономинеральных тальцитов и тремолититов. В качестве промежуточных продуктов лиственитизации отметим апосерпентинитовые кварц-карбонатные и тальк-карбонатные породы. Районы наиболее интенсивной лиственитизации гипербазитов показаны на геологической карте массива.

Завершая описание Хутульского гипербазитового массива и ассоциирующихся с ним пород, кратко охарактеризуем прорывающие его кислые и основные интрузии. Обращает внимание их обилие. Мелкие штоки и дайкообразные тела гранитов, дайки диабазов и микрогаббро особенно широко распространены в западной периферической зоне массива и в породах его рамы. Не менее обильны они и в юго-восточной части массива, реже встречаются в других местах выходов гипербазитов. Судя по относительно хорошей сохранности пород, слагающих эти интрузии, и единичным датам абсолютного возраста гранитов, становление их было значительно оторвано от времени формирования главных структурных элементов района Хутульского массива. Эти данные, а также то, что некоторые тела молодых интрузий, расположенных по соседству с зонами тектонических нарушений, испытывают катаклиз и милонитизацию, дают основание говорить о том, что существовавшая в характеризуемом районе в докембрии и раннем фанерозое тектонически мобильная зона продолжала активную жизнь по крайней мере до середины палеозоя.

Среди кислых интрузий преобладают лейкократовые мелкозернистые микроклиновы и микроклин-микропертитовые граниты и гранит-порфиры, в которых акцессорные минералы представлены гранатом и ортитом. Реже встречаются биотитовые граниты и плагиограниты. Интрузии основного состава сложены не претерпевшими существенных изменений дайками-диабазов и микрогаббро. Более древние габброидные интрузии, обычно тесно ассоциирующие с гипербазитами, в районе Хутульского массива не нашли широкого распространения. Может быть, с этим связана еще одна отличительная черта Хутульского массива – ограниченное распространение в его пределах родингитов и родингитизированных пород.

Толбонурский гипербазитовый пояс

Этот пояс получил свое название от одноименного разлома, который контролирует размещение составляющих его гипербазитовых массивов.

Гипербазитовые массивы пояса трансформируют сложную построенную систему разломов, вдоль которой в восточной половине пояса приходят в тектоническое соприкосновение разновозрастные (каледонские и герцинские) складчатые структуры. Гипербазитовые массивы в этой части пояса локализируются среди кембрийских эвгеосинкли-

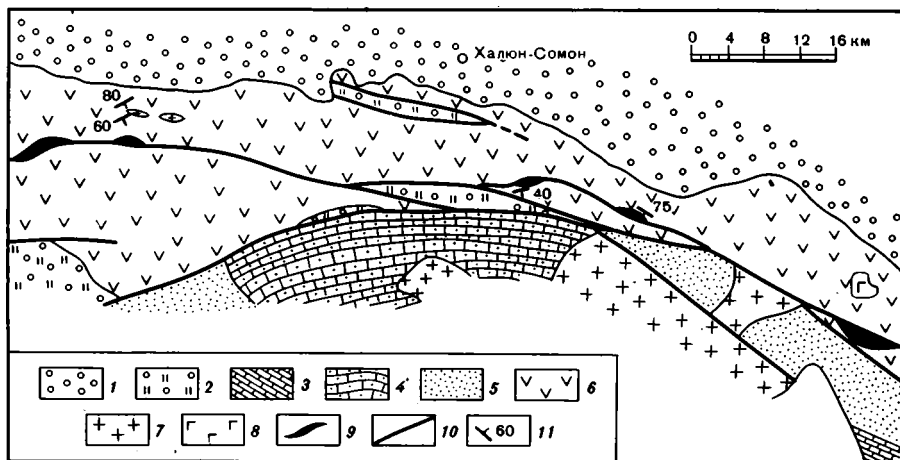


Рис. 5. Схематическая геологическая карта восточного фланга Толбонурского гипербазитового пояса на участке р. Найтур-Гол — сомон Бэгэр (составили Г.В. Пинус и Л.В. Агафонов)

1 — рыхлые отложения (кайнозой); 2 — конгломераты, песчаники, алевролиты, угли (нижний—средний карбон); 3 — известняки, алевролиты (нижний—средний девон); 4 — известняки, песчанистые известняки, алевролиты (нижний девон); 5 — терригенные породы, хлоритовые сланцы, яшмы, порфириды (нижний силур); 6 — известковистые песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, метадиабазы и их туфы, серицит-хлоритовые и хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки (нижний кембрий); 7 — граниты; 8 — габбро; 9 — гипербазиты; 10 — разломы; 11 — элементы залегания слоистости пород

нальных отложений, нигде не проникая в расположенные южнее более молодые среднепалеозойские толщи пород герцинской складчатой области.

В северо-западной части пояса система разломов, разветвляясь, прослеживается среди пород позднекаледонской Монголо-Алтайской складчатой области, расчленяя ее на несколько структурно-фациальных зон, сложенных мощными толщами существенно терригенных геосинклинальных отложений верхнего кембрия, ордовика и силура, а также сланцевыми толщами, выполяющими регионированные девонские прогибы. Однако и здесь гипербазитовые массивы пояса тесно ассоциируют с зеленокаменно-измененными осадочно-вулканогенными эвгеосинклинальными отложениями нижнего кембрия, обнажающимися в виде узких, быстро выклинивающихся, зажатых вдоль разломов тектонических клиньев. В соответствии с планом разрывных структур северо-западный фланг гипербазитового пояса состоит из ряда сопряженных ветвей субмеридионального простирания.

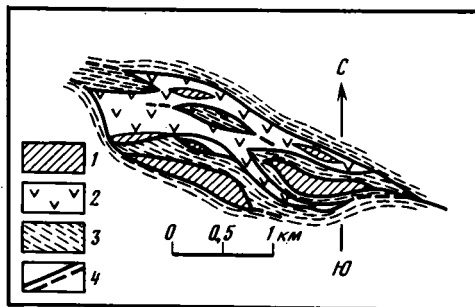
На востоке, в районе хребта Ихэ-Богдо, Толбонурский гипербазитовый пояс близко подходит к Дзабханскому поясу и на небольшом расстоянии от него прослеживается в субширотном направлении вдоль северного склона хребта Монгольский Алтай до 96-го меридиана, откуда довольно круто отклоняется на северо-запад и далее, не меняя направления, достигает государственной границы с Советским Союзом. Цепь гипербазитовых массивов прослеживается и на территории Горного Алтая, где она носит название Теректинского гипербазитового пояса.

Ультраосновные массивы Толбонурского пояса изучены слабо. Они обследовались попутно в процессе геологического картирования. Очень краткую и самую общую характеристику пояса можно найти в работах В.В. Беззубцева и И.М. Волчека [17] и Р.А. Хасина с соавторами [174]. Нами в 1975 г. обследован 140-километровый отрезок пояса в его восточной части, на интервале от долины рч. Найтур-Гол до сомона Бэгэр (рис. 5). Этот участок по насыщенности ультраосновными телами, их морфологии и вещественному составу может быть принят за эталон для всего пояса.

На указанном интервале гипербазитовый пояс представлен редкой цепочкой небольших по размеру (от 0,3 x 0,05 до 4,0 x 1,0 км), вытянутых в широтном и близком к нему направлению линзовидных ультраосновных тел, четко маркирующих северное разрывное нарушение, являющееся составной частью сложно построенной зоны Толбонурского разлома. Повсеместно ультраосновные массивы залегают среди отложений

Рис. 6. Схематическая геологическая карта Цагангольского-2 гипербазитового массива (составили Г. В. Пинус и Л. В. Агафонов)

1 — апосерпентинитовые кварц-карбонатные, тальк-карбонатные породы и талькиты; 2 — серпентиниты; 3 — серицит-хлоритовые и хлоритовые сланцы с горизонтами кварцитов; 4 — разломы достоверные и предполагаемые



нижнего кембрия, нижняя часть разреза которого сложена пачкой слоистых терригенных пород — метаморфизованных известковистых песчаников, алевролитовых и кремнистых сланцев. Выше по разрезу залегает согласно лежащая мощная пачка преимущественно вулканогенных пород, состоящая из зеленокаменно-измененных диабазов их туфов, а также серицит-хлоритовых и хлоритовых сланцев, местами содержащих горизонты мраморизованных известняков. Нижнекембрийские отложения собраны в сжатые линейные складки широтного и северо-западного простирания с крутыми ($60-80^\circ$) углами падения крыльев.

Ультраосновные массивы размещены в основном среди пород вулканогенной части разреза. Повсюду они отделены от них тектоническими нарушениями, плоскости сместителей которых падают под углами $40-80^\circ$. Характерная особенность ультраосновных массивов — высокая степень их тектонической нарушенности и связанная с этим интенсивная расщепленность ультраосновных пород, наличие среди них вторых блоков пород рамы, а также более глубоких образований (амфиболитов), которые на современном эрозионном срезе в районах выходов гипербазитовых массивов пока не обнаружены. Контуры ультраосновных массивов местами осложняются прорывающими и метаморфизующими их небольшими интрузиями габброидов и гранитоидов.

В такой геологической ситуации первичные ультраосновные породы не сохраняются. Они полностью замещены серпентинитами или разнообразными по составу апосерпентинитовыми метасоматическими образованиями. Среди серпентинитов преобладают лизардитовые разновидности, обычно содержащие порфириобласты бастиита, изредка — реликты зерен оливина и энстатита. Встречаются также лизардит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты. В числе метасоматитов, возникших по серпентинитам, отметим широко распространенные кварц-карбонатные и тальк-карбонатные породы, а также талькиты. Последние по своему качеству и запасам талькового сырья (Цагангольский массив и расположенный к востоку от него небольшой массив Цагангольский-2, рис. 6) могут представлять промышленный интерес.

Апосерпентинитовые метасоматиты нередко пространственно связаны с более молодыми интрузиями габбро и плагиогранитов, тесно ассоциирующими с гипербазитами. В свою очередь габбро, рвущие гипербазиты, в зонах эндоконтакта преобразуются в родингиты, состоящие из агрегата зерен хлорита, граната, везувиана и эпидота.

Найтуринский гипербазитовый массив расположен на западном фланге обследованного нами отрезка Толбунурского гипербазитового пояса и является наиболее крупным ультраосновным телом последнего. В плане он имеет форму линзы, в средней части которой наблюдается флексурный перегиб. Длина массива 5 км, максимальная ширина около 2 км (рис. 7). Северный контур его осложнен приключенным к нему небольшим тектоническим блоком ультраосновных пород. С севера гипербазитовый массив граничит по разлому с толщей зеленокаменно-измененных порфиритов нижнего кембрия, чередующихся с прослоями метаморфизованных литокластических туфов основных эффузивов, содержащих мало мощные горизонты мраморизованных известняков. В зоне ультраосновных пород и пород осадочно-вулканогенной толщи претерпели интенсивный динамометаморфизм. Здесь нередко можно наблюдать тектонические клинья гипербазитов, вторые во вмещающую толщу, и обратную картину. Плоскости сместителей тектонических нарушений повсеместно имеют крутое ($75-80^\circ$) южное и юго-восточное падение. С южной стороны массив тектонически граничит с существенно осадочной толщей, состоящей вблизи массива из пачки слоистых зеленых и фио-

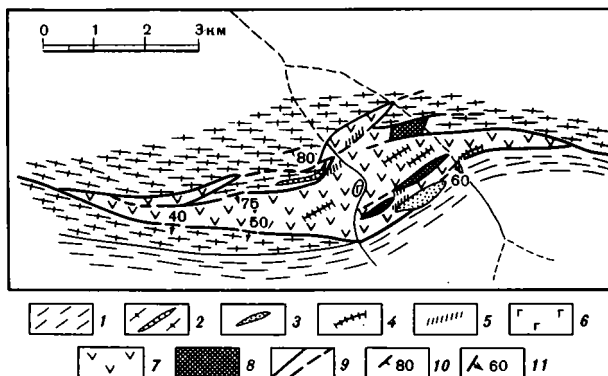


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Найтуринского гипербазитового массива (составили Г.В. Пинус и Л.В. Агафонов)

1 — филлитовидные сланцы, песчаники, кремнистые и углистые сланцы (верхний кембрий); 2 — металпорфириты и туфы с горизонтами мраморизованных известняков (нижний кембрий); 3 — дайки диоритовые порфиритов; 4 — тела родингитов; 5 — тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы; 6 — метагаббро; 7 — серпентиниты; 8 — амфиболиты; 9 — разломы; 10 — элементы залегания слоистости пород; 11 — элементы залегания плоскостей сместителей разломов

летовых филлитовидных сланцев, песчаников, кремнистых и углистых сланцев. Толща этих пород надвинута с юга на гипербазиты под углами $40\text{--}60^\circ$. Таким образом, гипербазитовый массив образует наклоненное на юг пластинообразное тело с крутым северным и более пологим южным контактами. Внутри массива обнаружены мелкие тектонические блоки амфиболитов, которые нигде в ближайших окрестностях массива не обнажаются. Массив интродирован многочисленными мелкими телами диорит-порфиритов и габбро.

Ультраосновные породы Найтуринского массива представлены в основном апогарцбургитовыми лизардитовыми серпентинитами с порфиробластами бастита. Близ южного контакта в них встречается брусит. В центральной части массива, где ультраосновные породы залегают более поздними интрузиями диорит-порфиритов и габбро, встречаются лизардит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты. В перекристаллизованных антигоритовых серпентинитах, в экзоконтактовых зонах прорывающих массив мелких штоков диорит-порфиритов, появляются мелкие ромбовидные и веретеновидные кристаллики клинопироксена и (или) сноповидные скопления тремолита.

Широко распространены в пределах массива тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы. Мощность линейно вытянутых зон этих пород достигает первых десятков метров. Они ориентированы параллельно вытянутости массива в субширотном направлении и прослеживаются на сотни метров, локализуясь преимущественно близ его контактов в наиболее тектонически нарушенных частях. Гипербазитовый массив содержит многочисленные маломощные дайкообразные тела родингитов, преимущественно везувиан-гранатового состава, иногда содержащих медь.

Баянхонгорский гипербазитовый пояс

Подробные сведения об этом поясе приведены в работе Ф.П. Леснова и Л.В. Агафнова [99], поэтому здесь его характеристику мы не приводим.

Прихубсугульско-Сангиленский гипербазитовый пояс

В труднодоступном и еще слабо изученном крайнем северо-западном районе Монголии близ границы с Советским Союзом Н.Л. Кудрявцева и А.В. Ильин в процессе мелкомасштабного геологического картирования в разное время обнаружили ряд гипербазитовых массивов. Условно они объединяются нами в Прихубсугульско-Сангиленский гипербазитовый пояс, прослеживаемый в субмеридиональном направлении на расстояние 180 км от р. Бэлтэсний-Гол на юге до государственной границы с СССР.

Отличительной особенностью этого гипербазитового пояса является то, что составляющие его ультраосновные массивы располагаются не в каледонских складчатых структурах, а в пределах заключенного в них докембрийского Тувино-Монгольского срединного массива. Размещение гипербазитовых массивов контролируется системой разломов, которые, по мнению А.В. Ильина, ограничивают с запада Шишихдгольский синклинорий, выполненный метаморфизованными зелеными сланцами окинской свиты (верхний рифей). В составе этого пояса находится один из наиболее крупных не только в Монголии, но и на территории всей восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса Шишихдгольский гипербазитовый массив. Остальные гипербазитовые массивы, входящие в состав пояса, образуют разобщенные группы, состоящие из небольших линзовидных кулисно расположенных серпентинитовых тел. Они локализованы в районах перевала Хугзин-Даба и горы Халаганаин-Ихэ-Ула.

За исключением Шишихдгольского массива, все остальные тела сложены серпентинитами, среди которых лишь в редких случаях встречаются участки серпентинизированных дунитов (Халаганаинская группа тел). В числе алогипербазитовых пород, кроме серпентинитов, встречаются возникшие по ним пироксениты, а также тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы. Наибольшее внимание среди массивов этого пояса привлекает Шишихдгольский массив. Он интересен не только своими огромными размерами, но и тем, что на его примере установлен ряд фактов, проливающих свет на некоторые общие петрогенетические вопросы ультраосновного магматизма.

Шишихдгольский гипербазитовый массив подробно охарактеризован в опубликованных ранее работах [100, 102, 117], к которым мы отсылаем читателей.

Прихубсугульский гипербазитовый пояс

Составляющие пояс массивы расположены к востоку от оз. Хубсугул на обширной территории бассейна верхнего и среднего течения р. Эгийн-Гол. Беспорядочно расположенные, на первый взгляд, гипербазитовые тела, как показали наши исследования, на самом деле связаны единой системой тектонических нарушений. Главный элемент этой сложной системы – Армакгольский разлом, отделяющий метаморфические образования Тувино-Монгольского срединного массива от эвгеосинклинальных отложений Джидинского прогиба. От Армакгольского разлома к востоку в пределах Джидинского прогиба прослеживается серия сопряженных с ним разрывных нарушений, которые, как и главный разлом, контролируют размещение ультраосновных массивов. Все это предопределило особенности строения данного гипербазитового пояса, заключающиеся в наличии ряда субпараллельных ветвей общего, близкого к широтному простирания, отходящих от главного ствола пояса, совмещенного с Армакгольским разломом (рис. 8).

Выяснение структурной позиции гипербазитового пояса осложняется сравнительно слабой обнаженностью района, его значительной залесенностью, широким распространением крупных гранитоидных плутонов и наличием покровов кайнозойских базальтов, перекрывших значительные площади. Все это способствовало появлению идеи о наличии в Прихубсугульском районе двух групп гипербазитовых массивов: массивы одной из групп располагаются в виде узких линейных зон, другая группа тел имеет площадное распространение [74]. Эту идею пытались развить В.П. Коробейников с соавторами [88]. В качестве доказательства наличия ареального расположения гипербазитовых массивов они, ссылаясь на А.В. Ильина и Г.А. Кудрявцева, в числе других приводят тот же Прихубсугульский район. Проведенное нами картирование одного из участков распространения гипербазитовых массивов "ареального" типа (среднее течение р. Эгийн-Гол в районе впадения его притока, р. Барун-Баян-Гол) показало, что и здесь гипербазитовые массивы четко приурочены к зонам разломов, пространственно сопряжены с ними и образуют ветви единого Прихубсугульского пояса (рис. 8). Главный ствол пояса, сопряженный с Армакгольским разломом, прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении 180 км до границы с Советским Союзом. Его продолжает за пределами Монголии цепь гипербазитовых массивов, обнажающаяся в осевой части Хангар-Ульского хребта [143].

В составе Прихубсугульского пояса находятся два наиболее крупных гипербазитовых массива района, площадь выходов которых составляет несколько десятков квадратных километров. Это Армакгольский массив, обнажающийся на северо-восточном

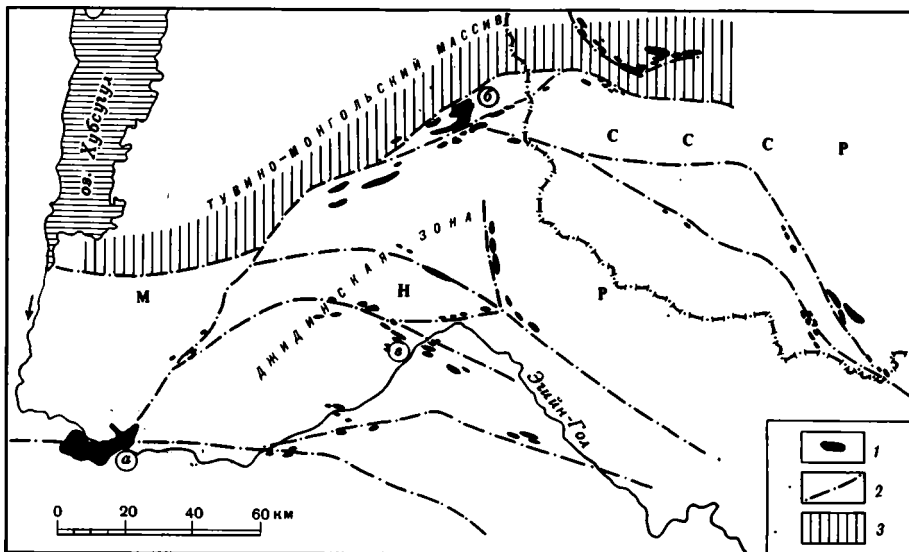


Рис. 8. Схема размещения гипербазитовых массивов Прихубсугульского пояса (составил Г.В. Пинус с использованием материалов А.В. Ильина, В.Г. Беличенко и авторов)

1 — гипербазитовые массивы: а — Эгийнольский, б — Армакгольский, в — Барунбаянский; 2 — разломы; 3 — Тувино-Монгольский срединный массив

флаге пояса, и Эгийнольский, расположенный в юго-западном его конце. Кроме них, вдоль Армакгольского разлома локализован еще ряд более мелких массивов. По данным В.Г. Беличенко [18], большинство из них располагается среди эвгесинклинальных фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия, в составе которых преобладают основные эффузивы, содержащие прослои известняков и кремнистых пород. Лишь несколько линз серпентинитов залегают среди метаморфических образований рифея, представленного толщей серицит-хлоритовых, биотит-гранатовых и двуслюдяных кристаллических сланцев и гнейсов, содержащих прослои мраморов.

Большое количество небольших гипербазитовых массивов расположено к югу от главного ствола пояса, где они трассируют сопряженные с Армакгольским разломом разрывные нарушения. Все эти тела вмещаются осадочно-вулканогенными отложениями венда—нижнего кембрия, среди которых А.В. Ильин [73] и Б. Лхасурен [109] выделяют две толщи. Нижнюю из них А.В. Ильин отождествляет с океаническими щелочными базальтами, а Б. Лхасурен считает их недифференцированными океаническими базальтами. Верхнюю, андезит-граувакково-туфогенную толщу А.В. Ильин сопоставляет с островодужными базальтами. Среди известняков верхней толщи В.А. Благоднаров и Н.С. Зайцев [22] обнаружили археоциаты, датирующие содержащие их слои нижнем кембрием.

Нами установлено, что шаровые лавы так называемых недифференцированных океанических базальтов [109] — типичные спилиты, содержащие маломощные (2–3 м), быстро выклинивающиеся прослои кремнистых пород. В междуречье Ур-Гол—Дзерлиг-Гол наряду со спилитами, слагающими южную часть водораздельного пространства, обнажаются диабазы и диабазовые порфириды, покровы которых чередуются с горизонтами пирокластических пород, прослоями кремнистых сланцев, а также алевролитами и песчаниками верхней толщи венда—нижнего кембрия. Эти вулканогенные образования существенно отличаются от спилитов как своей окраской, в которой преобладают вишневые и лиловые цвета, текстурными и структурными особенностями, так и составом и характером последовавших за формированием пород изменений.

В районе слияния р. Эгийн-Гол и рч. Барун-Гол распространены преимущественно терригенные отложения венда—нижнего кембрия. Вулканогенные члены этих образований слагают узкую, ограниченную разломами полосу в центральной части района

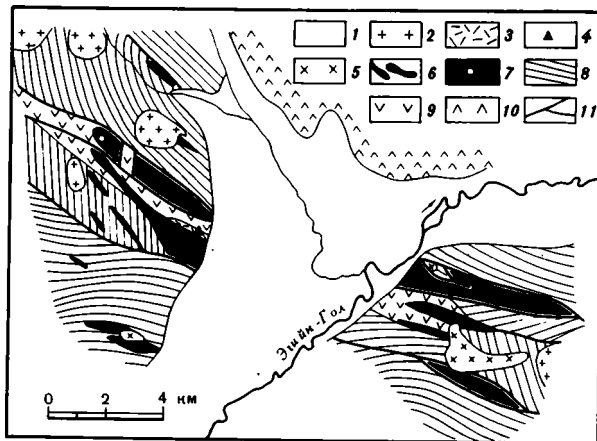


Рис. 9. Схематическая геологическая карта Барунбаянского гипербазитового массива (составили Л.В. Агафонов, А.П. Кривенко и Г.В. Пинус)

1 — рыхлые отложения (кайнозой); 2 — граниты и диориты роговообманковые и роговообманково-биотитовые; 3 — высокомагнезиальные базальты; 4 — то же, с ксенокристаллами клинопироксена и хромшпинели; 5 — метагаббро; 6 — серпентиниты; 7 — месторождение нефритов; 8–10 — (венд — нижний кембрий); 8 — терригенные отложения, 9 — основные вулканы (диабазы, диабазовые порфиры и др.), 10 — вулканы с шаровой отдельностью (преимущественно спилиты); 11 — разломы

(рис. 9). Среди обнажающихся здесь зеленокаменно-измененных диабазов и диабазовых порфиритов обнаружены высокомагнезиальные их разновидности, которые А.В. Ильин [73] назвал базальтовыми коматиитами. Ниже эти породы детально охарактеризованы. С перечисленными разновидностями вулканитов ассоциирует большая часть обнажающихся в этом районе гипербазитовых массивов, хотя отдельные тела их встречаются и среди терригенных пород. В составе последних преобладают известняковистые песчаники и алевролиты, чередующиеся с горизонтами кремнистых сланцев, микрокварцитов и кремнисто-карбонатных пород. Таким образом, можно констатировать, что протрузии гипербазитов, слагающие Прихубсугульский пояс, пронизывают как нижнюю, так и верхнюю толщи венд-нижнекембрийских отложений Джидинского звгеосинклинального прогиба.

Кроме преобладающих типичных протрузий ультраосновного состава, представленных небольшими линзовидной формы телами, ограниченными тектоническими нарушениями, в составе Прихубсугульского пояса иногда обнаруживаются неправильной формы выходы ультраосновных пород. Сложные контуры их часто обусловлены очертаением прорывающих гипербазиты более молодых габброидных и гранитоидных интрузий. В ряде случаев ультраосновные породы сохраняются в виде останцов кровли в гранитоидных плутонах. Местами контуры ультраосновных тел определяются границей перекрывающих их юрских отложений (Эгийгольский массив).

Гипербазиты Прихубсугульского пояса представлены в основном серпентинитами лизардитового состава. Наряду с ними встречаются и другие парагенезисы серпентиновых минералов, в том числе антигорит-лизардитовые, антигоритовые и хризотил-лизардитовые. Серпентиниты нередко содержат псевдоморфозы бастиа по ортопироксену, а также редкие жилки офита и хризотил-асбеста.

Первичные ультраосновные породы, всегда в значительной мере серпентинизированные, сохраняются лишь в крупных массивах. Наиболее распространены среди них гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты и дуниты. Последние обнаружены в северо-восточной части Армакгольского массива. В числе апогипербазитовых метасоматитов отметим кварц-карбонатные и тальк-карбонатные листвениты и более высокотемпературные образования — пироксениты и тремолититы.

Большая часть пироксенитов представлена мономинеральными диопсидитами (Армакгольский массив), реже — вебстеритами. Последние местами (бассейн рч. Барун-Гол) содержат примесь зерен новообразованного оливина. Среди мономинеральных

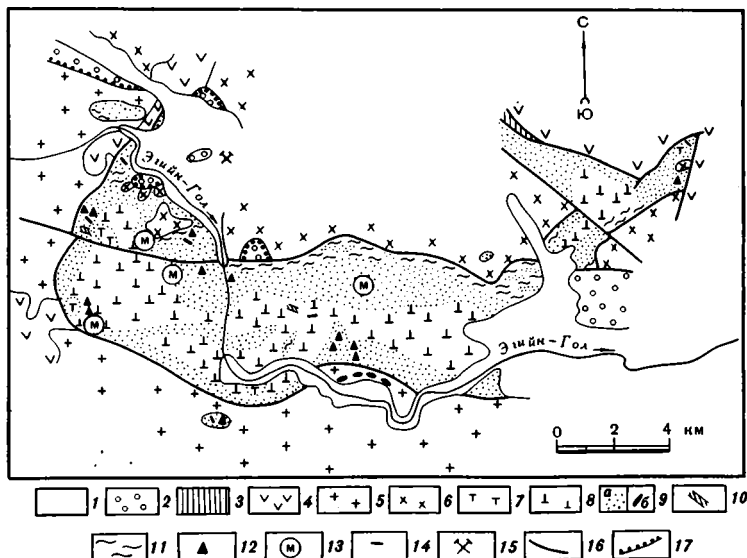


Рис. 10. Схематическая геологическая карта Эгйингольского гипербазитового массива (составили Л.В. Агафонов и О.Л. Банников)

1 — рыхлые отложения (кайнозой); 2 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои каменного угля (средняя юра); 3 — известковистые песчаники (девон?); 4 — осадочно-вулканогенные отложения (венд—нижний кембрий); 5 — субщелочные лейкократовые граниты; 6 — сиениты; 7 — дуниты; 8 — гарцбургиты и лерцолиты нерасчлененные; 9а — серпентиниты, б — то же, в малых телах; 10 — зоны пироксенизации гипербазитов; 11 — апогипербазитовые кварц-карбонатные и тальк-карбонатные породы; 12 — хризотил-асбестовая минерализация; 13 — магнетитовая минерализация; 14 — дайки лампрофиров; 15 — месторождение каменного угля; 16 — разломы; 17 — стратиграфический контакт

тремолититов выделяются две структурные разновидности — широкотаблитчатые и со спутанно-волокнуистой структурой, отвечающие по своим свойствам нефритам. Месторождение последних обнаружено нами в северо-западной части гипербазитового массива, обнажающегося в правом борту долины рч. Барун-Баян-Гол, в 5 км к западу от ее устья.

Ниже приведена краткая характеристика наиболее крупных массивов Прихубсугульского гипербазитового пояса.

Эгйингольсий гипербазитовый массив расположен на юго-западном фланге гипербазитового пояса, в бассейне верхнего течения р. Эгйин-Гол, в области сопряжения Армакгольского и Эгйингольского разломов. Массив залегает среди вулканогенных и вулканогенно-терригенных толщ Джидинского эвгеосинклиналиного прогиба.

В 1961 г. в связи с поисками хризотил-асбеста массив изучали И.И. Волчек и Н.Т. Рягузов, которые составили геологическую карту масштаба 1 : 100 000 и выявили здесь несколько пунктов хризотил-асбестовой минерализации. В последующие годы массив посещали А.С. Павленко, Н.С. Зайцев и В.А. Благонравов. Наши исследования были проведены в 1975 г.

Эгйингольсий массив ориентирован в широтном направлении. По простиранию он прослежен на 22 км при ширине 4–5 км. Общая площадь массива около 90 км². Первоначальные размеры его, вероятно, были значительно больше, поскольку рядом с ним закартирован ряд выходов гипербазитов, сохранившихся в виде ксенолитов среди рвущих его крупных гранитоидных и сиенитовых интрузий, обрамляющих массив с западной, южной и северной сторон (рис. 10). В северо-восточной части он контактирует с терригенно-вулканогенными породами венда—нижнего кембрия. Аналогичные отложения обнажаются и в западной части района, где они распространены ограниченно, слагая реликты кровли гранитоидной интрузии. В верховьях р. Иолгасуин-Гол гипербазиты контактируют с тектоническим блоком известковистых песчаников предпо-

жительно девонского возраста. В ряде мест северной и восточной частей массива гипербазиты трансгрессивно перекрываются среднеюрскими конгломератами, содержащими гальку ультраосновных пород. Все границы гипербазитового массива прослеживаются вдоль крутопадающих разломов и сопровождаются зонами расланцевания. В северной части массива прорван интрузией сиенитов, эндоконтактовая зона которой сложена сиенит-порфирами, а в ее экзоконтакте широко распространены апогипербазитовые листвениты. Гранитоидная интрузия представлена субщелочными лейкократовыми микропертитовыми гранитами.

Ультраосновные породы массива в значительной мере метаморфизованы. Большая часть массива сложена серпентинитами, выходы которых тяготеют к его периферии. В центральной зоне массива преобладают серпентинизированные гарцбургиты, менее распространены лерцолиты, изредка встречаются дуниты, еще реже обнаруживаются жилкообразные тела энстатитов и обогащенные энстатитом вебстериты. Серпентиниты представлены преимущественно лизардитовыми разновидностями, сложенными двумя генерациями лизардита. Довольно обычны полосчатые серпентиниты, в которых полосы лизардитовых серпентинитов перемежаются с субпараллельными жилками офита. Менее распространены антигоритовые серпентиниты, обнажающиеся главным образом в восточной части массива, где они занимают значительные площади. Антигоритовые серпентиниты распространены также в экзоконтактовых зонах гранитоидной интрузии. На некотором удалении от контакта с гранитоидами появляются антигорит-лизардитовые разновидности серпентинитов.

В пределах Эгйингольского массива обнаружены 13 пунктов хризотил-асбестовой минерализации. Часть их была известна ранее. Хризотил-асбест образует единичные быстро выклинивающиеся жилки мощностью до 2 мм, а также участки типа редкой сетки. В последнем случае наблюдается серия (5–6) сближенных тонких (1–2 мм) хризотил-асбестовых жилкок протяженностью 10–15 см. Минерализованные зоны прослеживаются по простиранию на 30–40 м. Они приурочены к периферическим частям массива и к тем участкам, где он прорывается гранитоидными интрузиями.

Широко распространены в этом массиве апосерпентинитовые листвениты кварц-карбонатного и тальк-карбонатного составов, нередко содержащие фуксит. Мощная полоса их прослеживается на несколько километров вдоль северного контакта массива. Линейно вытянутые тела этих пород встречаются и в других местах, тяготеющих к периферическим участкам массива, а также к тектонически нарушенным зонам. С процессом гидротермальной переработки серпентинитов связано появление в их составе выделений магнезиального карбоната и амфибола тремолитового и антофилитового составов. В западной части массива обнаружены жилы тонкокристаллического фарфоровидного магнезита мощностью 0,2–0,5 м, с которыми местами ассоциируют тонкие прожилки сепиолита. Вероятно, эти образования — корни древней коры выветривания.

Армакгольский гипербазитовый массив обнаружил А.В. Ильин в процессе геологического картирования района верховьев одноименной реки — левого притока р. Ур-Гол. Нами в 1977 г. массив был впервые детально изучен. Сильная залесенность территории и широкое распространение покрова кайнозойских базальтов, перекрывших местами гипербазитовый массив, создают значительные трудности при его изучении.

Армакгольский массив располагается в осевой зоне разлома, отделяющего метаморфические образования битуджинской свиты рифея от вулканогенно-терригенных отложений хохортовской свиты венда—нижнего кембрия. Этот район пересекается многочисленными разноориентированными разрывными нарушениями, которые разбивают гипербазитовый массив и вмещающие его толщи на ряд блоков.

Метаморфические образования битуджинской свиты в ближайших окрестностях массива представлены различными по парагенезису кристаллическими сланцами, метаморфизованными в условиях низов эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В составе хохортовской свиты преобладают зеленокаменно-измененные диабазы и их пирокластические производные. Им подчинены хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы и редко встречающиеся горизонты кварцитов и кремнистых сланцев. Гипербазитовый массив повсеместно отделен от вмещающих его пород битуджинской и хохортовской свит тектоническими нарушениями. Его восточная и северо-западная части скрыты под покровами кайнозойских базальтов, что не позволяет выяснить его истинные размеры и форму тела. Обнаженная часть массива представляет

с собой систему смещенных друг относительно друга блоков, общая площадь которых 25 км².

Слагающие массив ультраосновные породы интенсивно серпентинизированы. Среди них распространены дуниты, которыми сложены крупные участки в северо-восточной части массива. Здесь же установлены отдельные выходы серпентинизированных гарцбургитов и лерцолитов. В юго-восточной части массива распространены разнообразные апосерпентинитовые образования, в том числе диопсидиты, тремолититы и различные по составу листвениты. Подавляющая часть площади массива сложена серпентинитами, представленными лизардитовыми, антигоритовыми и смешанными лизардит-антигоритовыми разностями.

В юго-западной части массива преобладают апогарцбургитовые лизардитовые серпентиниты. В них нередко тонкие жилки хризотил-асбеста. Часто они карбонатизированы. Карбонатизация проявляется либо в форме секущих жилок, либо в виде идиоморфных бластопорфировых выделений магнезита на фоне лизардитового агрегата. Антигоритовые серпентиниты распространены шире лизардитовых. Ими сложены значительные площади в северо-восточной части массива. В них кое-где сохраняются дезинтегрированные зерна оливина. Встречаются также участки мелкозернистого гранобластического агрегата оливина. Не исключено, что мы наблюдаем в этих случаях новообразованный, вторичный оливин. Этот оливин, находящийся в парагенезисе с антигоритом, может свидетельствовать о метаморфизме гипербазитов в $P-T$ условиях верхов зеленосланцевой фации. На это же указывает наличие тонких оливиновых жилок среди криптокристаллического антигоритового агрегата.

Диопсидиты и их оливинсодержащие разности, переходящие в верлиты, образуют серии жил и дайкообразных тел, группирующихся в зону субширотного простираения, которая расположена в юго-восточной части массива. Западнее зоны распространения пироксенитов обнажается ориентированное в том же субширотном направлении довольно крупное тело габбро, которое с востока ограничено разломом. Имеются основания предполагать, что габброидное тело продолжается на восток в пределы опущенного по разлому блока гипербазитов и в настоящее время еще не вскрыто здесь эрозией. Поэтому высокотемпературные преобразования серпентинитов, обусловившие формирование зоны клинопироксенитов и верлитов, правомерно связывать с воздействием на гипербазиты габброидной магмы.

В Армакгольском массиве можно проследить различные стадии преобразования серпентинитов в клинопироксениты и верлиты. В наименее измененных разностях серпентинитов, обычно развитых на значительном удалении от контакта с габброидами, присутствуют лишь единичные порфиробластовые выделения неизмененного клинопироксена, погруженные в матрицу крупнопластинчатого антигорита. По мере приближения к габброидам количество клинопироксена в породе увеличивается, а серпентинит — уменьшается. Одновременно появляются ксеноморфные выделения вторичного оливина. Иногда в оливиновых и безоливиновых клинопироксенитах наблюдаются сохранившиеся от замещения реликтовые участки серпентинита, которые непосредственно у контакта с габброидами обычно полностью исчезают.

В той же части массива, где распространены тела пироксенитов и верлитов, встречаются апогипербазитовые жилы тремолититов, состоящие из почти мономинерального агрегата удлинённых призматических индивидуумов тремолита, ассоциирующих с мелкой вкрапленностью зерен метаморфизованного непрозрачного хромшпинелида. Среди лиственитов массива преобладают кварц-карбонатные разности, реже встречаются серпентин-тальк-карбонатные и хлорит-кварц-карбонатные парагенезисы.

Габброиды, ассоциирующие с Армакгольским гипербазитовым массивом, повсеместно претерпели интенсивные изменения. Первичные породообразующие минералы их замещаются соссоритом, цоизитом, альбитом, хлоритом, гидрогранатом и актинолитом. Сохраняются лишь сфен и титансодержащий магнетит. Встречаются катаклазированные и окварцованные разновидности метагаббро.

Керуленский гипербазитовый пояс

Альпинотипные гипербазиты в бассейне р. Керулен (Восточная Монголия) впервые обнаружил В.А. Амантов [10] в начале 60-х годов. Позднее сведения о них приводились в работах Л.П. Зоненшайна [62], Р.А. Хасина с соавторами [174], И.П. Палея и З.А. Журавлевой [125].

Ультраосновные массивы, объединяемые в Керуленский гипербазитовый пояс, прослеживаются прерывистой полосой субширотного простирания на 150 км по левобережью и отчасти по правобережью р. Керулен в ее среднем течении. Пространственно они сопряжены с Керуленской шовной зоной, разделяющей блоки метаморфических пород докембрия. Размещение массивов контролируется серией региональных разломов, разделяющих выступы протерозойского основания и венд-нижнекембрийских терригенных и вулканогенных отложений, слагающих шовную зону. Эти разломы на более поздних этапах геологической истории района служили магмоподводящими путями для более молодых, различных по составу интрузивных образований. По соседству с шовной зоной на протерозойском основании расположены палеозойские и позднепермские—раннемезозойские регенерированные геосинклинальные прогибы.

В 1979 г. нами были приведены исследования одного из фрагментов этого пояса, наиболее насыщенного ультраосновными массивами. Он расположен на левобережье р. Керулен, к западу и юго-западу от сомона Мурэн (рис. 11). В этом районе обнажается серия небольших тел гипербазитов субширотного простирания, размеры которых варьируют от нескольких сот метров до 2 км по длине при ширине 0,1–1,0 км. Все они сложены серпентинитами, не содержащими даже реликтов первичных минералов. Мелкие тела и периферические части более крупных тел расланцованы в том же субширотном направлении.

Многие гипербазитовые тела изученного фрагмента пояса локализованы в северной части района среди венд-нижнекембрийских отложений. Южнее мелкие тела гипербазитов протрудируют метаморфические породы докембрия. Последние представлены амфиболитами ($Pl + Am + Xl + \text{Эп} \pm Kc \pm Cф$), гранито-гнейсами ($Kв + Pl + Mk + Бу + My$), амфиболовыми гнейсами ($Am + Kв + Xl + \text{Эп} + An + Mt$), кристаллическими сланцами ($Kв + Pl + Бу \pm Cил$ (пучки фибrolита) $\pm An + Mt$) и кварцитами. В 15 км к северо-востоку от родника Дундат-Булак обнаружен прослой железистых кварцитов мощностью 0,2 м.

Анализ перечисленных парагенезисов свидетельствует о том, что региональный метаморфизм, которому подверглись породы докембрия, протекал в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Для всех пород докембрия характерны бластовые и порфиробластовые структуры и полосчатые текстуры, обусловленные кристаллизационной сланцеватостью. Породы докембрия дислоцированы в складки северо-западного простирания с крутым до вертикального падением пластов. В метаморфической толще много кварцевых и кварц-полевошпатовых жил, нередко несущих медную минерализацию (халькопирит, азурит, хризоколла), и даек лабрадоровых порфиритов и микрогаббро. Метаморфическая толща интрудирруется различными по величине телами габброидов и гранитоидов.

Венд-нижнекембрийские отложения, вмещающие тела гипербазитов, распространены главным образом в восточной части обследованного нами района. Они подразделяются на две толщи [10, 62] — нижнюю терригенную и перекрывающую ее существенно вулканогенную. Первая из них представлена относительно слабо метаморфизованными алевrolитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями темноокрашенных мраморизованных известняков и микрокварцитов. В известняках данного района и на правобережье р. Керулен (южнее сомона Идэрмег) собрана фауна археоциат, позволяющая датировать эти отложения ленским ярусом кембрия [10, 125].

В основании терригенной толщи залегают конгломераты с существенно кварцевой галькой, сцементированной серицит-хлоритовым веществом. В перекрывающих эту толщу вулканогенных пачках пород доминируют зеленокаменно-изменные диабазы, диабазовые, авгитовые и лабрадоровые порфириты. Некоторые разновидности диабазов отличаются повышенным содержанием магния. Встречаются прослои листокристаллокластических туфов основных эффузивов и подчиненные им горизонты осадочных пород. Среди вулкаников обнаружены выходы более раскристаллизованных разновидностей, отвечающих по структуре микрогаббро, которые, вероятно, слагают

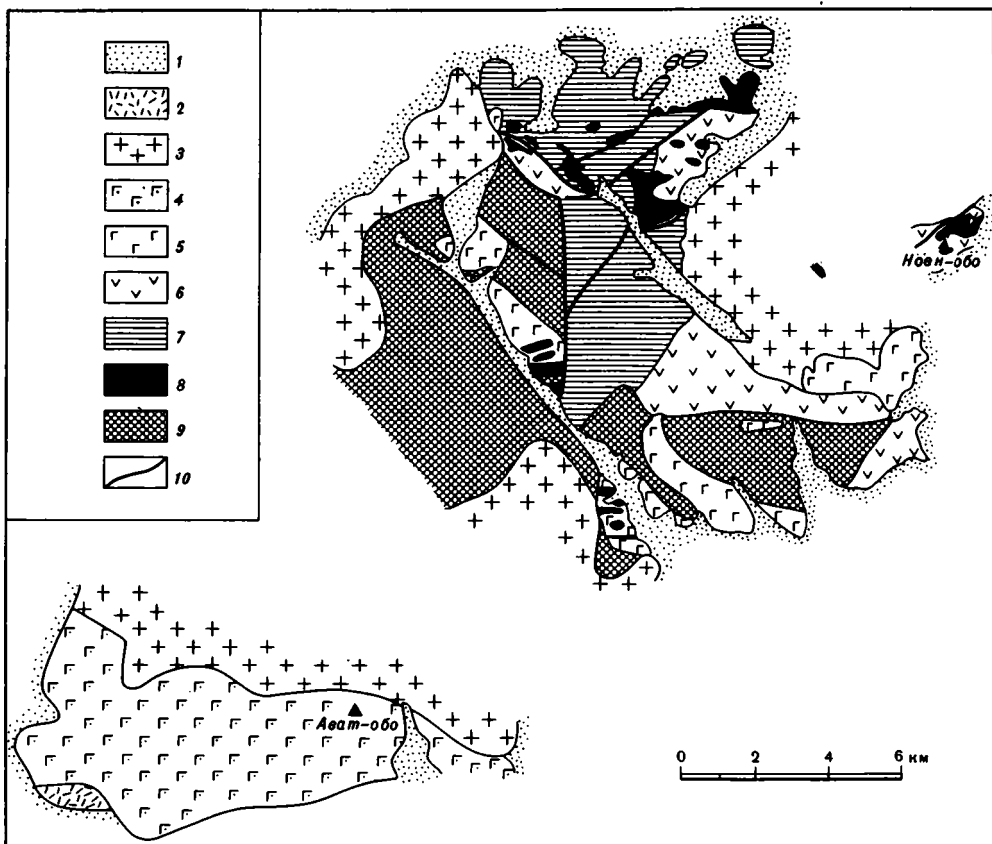


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Керуленского гипербазитового пояса в районе сомона Мурэн (составили Л.В. Агафонов, А.П. Кривенко и С.И. Ступаков)

1 — рыхлые отложения (кайнозой); 2 — вулканогенно-терригенные отложения (триас); 3 — ортитсодержащие микроклиновые граниты; 4 — габбро, то же, амфиболовые, оливковые; габбро-нориты, оливковые, троктолиты, верлиты, энстатиты, серпентиниты; 5 — метаморфизованные габбро, ассоциирующие с гипербазитами; 6 и 7 (венд — нижний кембрий); 6 — существенно вулканогенные отложения, 7 — терригенные отложения; 8 — гипербазиты; 9 — амфиболиты, гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, в том числе железистые (докембрий); 10 — разломы

маломощные силлы. Терригенные отложения смяты в складки субширотного простирания с падением пластов на север и северо-запад под углом $70-80^\circ$. По данным И.П. Палея и З.А. Журавлевой [125], в обломочной фракции терригенных пород найдены продукты дезинтеграции гипербазитов, вулканитов и кварцитов, что привело этих авторов к выводу о залегании вулканогенной толщи стратиграфически ниже терригенной.

Слагающие гипербазитовые тела серпентиниты представлены лизардитовыми, антигоритовыми и смешанными разновидностями с нарушенной лиственной, поперечно-волоконистой и решетчатой микроструктурой. В крайнем к востоку от горы Тохилгийн-обо гипербазитовом теле серпентиниты пронизаны жилками офита, в зальбандах которых нередко присутствует магнезиальный карбонат. В южной части этого тела обнаружены многочисленные тонкие прожилки хризотил-асбеста.

Указанное тело гипербазитов интродуцируется наибольшим штоком метагаббро, среди которых обнаружены ксенолиты антигоритовых серпентинитов, содержащих таблитчатые индивидуумы тремолита, а также ксенолиты мономинеральных тремолитов. Последние встречаются и в теле серпентинитов в экзоконтактной зоне метагаббро. Тремолититы подразделяются на несколько структурных разновидностей, в том числе

выделена разновидность с тонкой спутанно-волокнутой структурой, близкая к нефриту. Встречаются здесь хлорит-тремолитовые породы и рассланцованные треполитизированные серпентиниты с хлоритом и магнезиальным карбонатом. В южной части упомянутого серпентинитового тела в делювии обнаружены валуны родингитов клинопироксен-гранатового состава.

Небольшие линзовидные тела гипербазитов в западной части района сложены карбонатизированными антигоритовыми серпентинитами. В одной из линз серпентинитов, расположенной к югу от горы Тохилгийн-обо, найдены выходы сливной хромитовой руды. Валуну аналогичных руд обнаружены и среди серпентинитов горы Ноенобо.

Интрузии габбро, как правило, пространственно сопряжены с гипербазитами и прорывают последние. Породы в них обычно интенсивно метаморфизованы. Плаггиоклаз чаще всего замещен агрегатом сосюрита, а темноцветный компонент — уралитовой роговой обманкой. Порода содержит много хлорита и мелкую вкрапленность сфена и лейкоксена. В западной части габброидной интрузии, слагающей гору Баян-Хад-обо, широко распространены пироксениты. Помимо тел габбро, серпентиниты секутся широтно ориентированными дайками диабазов, которые местами родингитизированы, и дайками молодых базальтов, простирающимися в меридиональном направлении. Мощность даек иногда достигает 30 м. На контакте с дайками в серпентинитах можно наблюдать зоны тремолитизации и маломощные хлоритовые оторочки.

В отличие от взглядов В.А. Амантова [10] и Л.П. Зоненшайна [62] и наших данных, И.П. Палей и З.А. Журавлева [125] полагают, что все разрозненные выходы серпентинитов, расположенные к западу от сомона Мурэн, образуют единую пологолежащую гипербазитовую пластину, шарьированную на терригенные отложения венда—нижнего кембрия и, в свою очередь, тектонически перекрытую шарьяжной пластиной, сложенной вулканитами. Изменив свои прежние представления, Л.П. Зоненшайн позже также пришел к выводу, что офилиты Керуленской зоны всегда находятся в аллахтонном залегании [69].

По нашим наблюдениям, массивы гипербазитов в этом районе располагаются на различных гипсометрических уровнях, изолированы друг от друга и структурно сопряжены с крутопадающими тектоническими нарушениями. Несколько необычные контуры некоторых массивов обусловлены рельефом местности и неравномерной денудацией перекрывающих их отложений венда—нижнего кембрия.

Не останавливаясь на характеристике широко распространенных в районе, по-видимому, среднепалеозойских, ортитсодержащих микроклиновых гранитов и более молодых вулканогенно-осадочных образований, выполняющих регенерированные верхнепалеозойские и еще более молодые прогибы, уделим внимание своеобразному интрузиву горы Ават-обо.

Этот интрузив, обнажающийся к востоку от озера Джаргалантын-Цаган-Нур, вмещался породами метаморфической толщи докембрия, которые в настоящее время сохранились лишь в провесах его кровли в виде ксенолитов. Интрузив ориентирован длинной осью в широтном направлении и прослежен на расстояние около 14 км при максимальной ширине в западной части 6 км. К востоку интрузив сужается до 200 м. С востока и запада он перекрывается четвертичными отложениями, с севера на всем протяжении контактирует с прорывающими его розовыми среднезернистыми микроклиновыми гранитами, а на юге перекрывается вулканогенно-терригенными отложениями триаса.

Интрузив Ават-обо характеризуется большим разнообразием и хорошей сохранностью слагающих его пород. В его составе выделяются амфиболовые, местами кварцсодержащие габбро, нормальные (пироксеновые) и оливинсодержащие габбро, оливиновые и безоливиновые габбро-нориты, троктолиты с переменным содержанием оливина и плаггиоклаза, бедные клинопироксеном верлиты, оливинсодержащие ортопироксениты и лизардитовые серпентиниты, возникшие за счет мономинеральных оливинитов. Наиболее распространенные породы интрузива — оливиновые и безоливиновые габбро-нориты, а также амфиболовые и нормальные габбро. Все остальные петрографические разновидности, особенно меланократовые троктолиты и серпентиниты, распространены ограниченно. Они обнажаются на небольшой площади у вершины горы Ават-обо.

Оливин в оливиновых габбро — высокожелезистый и по составу отвечает гортонолиту, содержащему 30—34% фаялитового компонента. Клинопироксен и амфибол также отличаются высокой железистостью. В плаггиоклазе установлена зональность

по содержанию анортитового компонента (54—65%). В числе аксессуарных минералов в габброидах широко распространен магнетит, в редких случаях присутствует зеленая шпинель (герцинит). В группу вторичных минералов входят лизардит, актинолит, хлорит, бурый биотит, развивающиеся по темноцветным компонентам пород, а также эпидот, скаполит и агрегат сосюрита; замещающие основной плагиоклаз. Многочисленные дайки мелкозернистых габбро секут все породы интрузива. Сохранившиеся в провесах кровли интрузива небольшие по размерам поля амфиболитов докембрия под воздействием габброидов превращены в высокотемпературные гиперстен-плагиоклазовые роговики, содержащие местами кордиерит и кварц.

Интрузив Ават-обо включает в свой состав все переходные разновидности пород — от нормальных и амфиболовых габбро до обогащенных оливином троктолитов и аполивинитовых серпентинитов. Это, а также наблюдаемое на отдельных участках полосчатое строение интрузива, обусловленное чередованием полос оливиновых габбро-норитов и габбро с амфиболовыми габбро (район горы Бэрх), равно как и перемежаемость превращенных в лизардитовые серпентиниты мономинеральных оливиновых пород с обогащенным оливином габбро (гора Ават-обо), дают основание считать, что все входящие в состав интрузива разновидности основных и ультраосновных пород — дифференциаты базальтоидной магмы, кристаллизовавшейся в единой магматической камере. Высказанное соображение подкрепляется особенностями состава породообразующих минералов, в частности их высокой железистостью и отсутствием в числе аксессуарных минералов ультраосновных дифференциатов хромшпинелидов — постоянных спутников альпинотипных гипербазитов. Не исключено, что интрузив горы Ават-обо — особый, не нашедший еще отражения в литературе по магматизму Монголии тип дифференцированных габброидных тел.

Завершая описание наиболее характерных гипербазитовых массивов каледонид Монголии, приведем некоторые сведения по тем массивам, которые к настоящему времени оказались недостаточно изученными. К их числу относятся массивы Ханхухэйского гипербазитового пояса в его центральной части, а также некоторые тела Северо-Гобийского пояса.

Гипербазитовые массивы, слагающие Ханхухэйский пояс, располагаются в зоне одноименного субширотного ориентированного глубинного разлома, разграничивающего на обследованном участке пояса гнейсовый комплекс протерозоя и распространенные к югу от него верхнерифейско-кембрийские эпиокеанические и эпиконтинентальные зоны, сложенные осадочно-вулканогенными толщами [165]. Этот район насыщен разновозрастными различного состава интрузиями (рис. 12).

На данной стадии изученности Ханхухэйский гипербазитовый пояс прослежен на расстоянии 120 км. Нами обследован наиболее насыщенный ультраосновными массивами фрагмент пояса, расположенный к востоку от сомона Цаган-Хайрхан. На геологической карте Монголии масштаба 1 : 1 500 000 в этом районе показан один крупный гипербазитовый массив. На самом деле здесь обнажается серия небольших тектонических блоков гипербазитов, размеры которых 4—6 км в длину при ширине 0,5—1 км. Они ориентированы длинной осью параллельно глубинному разлому в субширотном направлении. Лишь один из них простирается в северо-восточном направлении в соответствии с ориентировкой элементов пликативной тектоники пород его рамы. Почти все гипербазитовые массивы локализованы в пределах выходов верхнепротерозойско-кембрийских отложений, но чаще всего они пространственно ассоциируют с прорывающими их габброидами, которые в настоящее время обычно граничат с гипербазитами вдоль разломов. Вместе с тем в ряде мест наблюдались четкие интрузивные взаимоотношения между габброидами и гипербазитами.

Древние метаморфические толщи в данном районе представлены преимущественно гнейсами и гранито-гнейсами. Осадочная часть разреза верхнерифейско-кембрийских отложений состоит из чередующихся горизонтов темно-серых известняков, алевролитов, песчаников с подчиненными им прослоями сланцев, в том числе кремнистых. В этой же толще встречаются 10—20-метровые горизонты кварцитов. Породы интенсивно дислоцированы в северо-восточном направлении с крутым до вертикального падением слоев. Вулканогенные образования, слагающие в основном верхнюю часть разреза, представлены покровами зеленокаменно-измененных диабазов, диабазовых порфиритов, спилитов, андезитов, плагиоклазовых порфиритов, которые сопровождаются прослоями пирокластических пород.

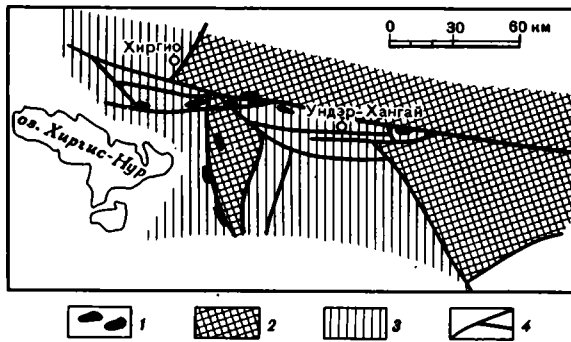


Рис. 12. Схема расположения массивов центральной части Ханхуйского гипербазитового пояса (составил Г.В. Пинус)

1 — гипербазитовые массивы; 2 — гнейсы, гранито-гнейсы (протерозой); 3 — известняки, алевролиты, сланцы, кварциты (верхний рифей — кембрий); 4 — разломы

Отдельные сближенные блоки гипербазитов района объединены нами в единый Джаргалантуйский массив. Большая часть его выходов сложена аподунитовыми серпентинитами антигоритового, лизардитового и лизардит-антигоритового состава. Местами среди них сохраняются небольшие участки в различной степени серпентинизированных дунитов с петельчатой структурой. В других местах в серпентинитах сохраняются лишь редкие реликты зерен оливина. В верховьях долины р. Хонгилцагийн-Гол интенсивно серпентинизированные и карбонатизированные дуниты содержат полосчатые вкрапленные хромитовые руды, в которых полосчатость простирается в северо-западном направлении. Мощность отдельных рудных полос измеряется первыми десятками сантиметров при общей мощности зоны оруденения 20 м.

Особенность Джаргалантуйского массива — широкое распространение среди слагающих его пород продуктов высокотемпературного метаморфизма гипербазитов, в том числе апосерпентинитовых пироксенитов и верлитов. Первые из них обычно слагают жиллообразные тела мощностью до 15 м, залегающие в серпентинитах. Пироксениты сложены различными по размеру, чаще всего изометричными зернами диопсида, которые сопровождаются незначительной примесью зерен хромшпинели и герцинита, замещенных по краям магнетитом. По диопсиду иногда развивается бесцветный амфибол актинолит-тремолитового ряда. Местами обнаруживаются крупные, обычно деформированные зерна диопсида, придающие диопсидитам порфиροгранобластовую структуру.

Не меньше, чем пироксениты, в массиве распространены верлиты, причем между этими породами можно обнаружить переходные разности — диопсидиты с примесью оливина. Количественные соотношения между оливином и клинопироксеном в верлитах непостоянны, но обычно в них преобладает клинопироксен. Характерны такситовые текстуры, обусловленные наличием участков со скоплением зерен оливина, соседствующих с участками, сложенными главным образом клинопироксеном. Из акцессорных минералов в верлитах присутствует хромшпинелид. Входящий в состав верлитов оливин обычно в той или иной степени замещен серпентином, содержащим обильные скопления пылевидного магнетита. Клинопироксен более устойчив и чаще всего лишь частично замещается бесцветным амфиболом типа тремолита. В западной части восточного блока описываемого гипербазитового массива среди распространенных здесь серпентинитов, пронизанных жилло- и дайкообразными телами верлитов, в ассоциации с последними обнаружены своеобразные апогипербазитовые тремолит-герцинитовые породы, содержащие реликты зерен клинопироксена и хромит.

Гипербазиты массива прорываются габброидами, для которых типичны многообразие структур и неоднородность текстур при относительно постоянном минеральном составе. Это в основном в той или иной степени амфиболизированные и хлоритизированные пироксеновые или амфиболовые габбро. Местами, особенно вблизи тектонических нарушений, породы испытали катаклаз и милонитизацию, сопровождающуюся частичной или полной перекристаллизацией, с образованием габбро-амфиболитов и ортоамфиболитов. Зерна плагиоклаза в габбро обычно имеют зонное строение. Центральные зоны его замещены соссуридом, а периферические — подверглись деанортитиза-

ции. Темноцветный компонент представлен зеленой роговой обманкой или клинопироксеном, которые частично или полностью замещены актинолитом и хлоритом. В числе акцессорных минералов присутствует ильменит, иногда замещенный лейкоксеном.

В заключение отметим, что апосерпентинитовая природа пироксенитов, верлитов и герцинит-тремолитовых пород устанавливается не только по морфологическим особенностям тел, но и по наличию среди этих пород реликтовых участков незамещенных антигоритовых серпентинитов. Преобразования серпентинитов были, вероятно, вызваны интрузирующими их габброидами, о чем свидетельствует и появление в ряде случаев таких пород непосредственно в экзоконтактных зонах габброидных тел, рвущих гипербазиты.

Перейдем к краткой характеристике массивов Северо-Гобийского гипербазитового пояса. Они прослеживаются в виде прерывистой цепочки северо-восточного простирания, расположенной в 140 км к югу от города Улан-Батор, между сомонами Ада-Цаг (на западе) и Баян-Цаган (на востоке). В этом районе в 1969 г. Л. Гомбосурен обнаружил ряд небольших тел гипербазитов и ассоциирующих с ними габброидов. Они были исследованы нами в 1978 и 1981 гг. Северо-восточная группа тел названа Харахудукским массивом, а юго-западная — Цахирулинским. Гипербазитовые массивы и вмещающие их породы прорываются интрузивами габброидов и гранитоидов.

Обрамление массивов сложено тремя разновозрастными толщами. В основании видимого разреза стратифицированных образований залегают толща, представленная кварц-мусковит-альбитовыми, кварц-эпидот-актинолитовыми, кварц-хлоритовыми и кремнистыми сланцами, а также кварцитами и мраморизованными известняками. Эти образования, условно относимые к верхнему протерозою, в южном обрамлении Харахудукского массива развиты локально. В 40 км к югу—юго-востоку, в районе Цахирулинского массива, верхнепротерозойские образования обнажаются на более значительной площади, залегая совместно с гипербазитовым массивом в ядре протяженной антиклинальной структуры восток-северо-восточного простирания. Породы толщи повсеместно сильно рассланцованы, углы падения сланцеватости преимущественно крутые.

Вышележащая толща, условно датированная нижним кембрием, на современном эрозионном срезе распространена более широко. Однако на значительной площади она перекрыта рыхлыми кайнозойскими отложениями. В составе толщи представлены преобладающие терригенные образования (песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, известняки, кремнистые сланцы) и подчиненные им вулканиты (диабазовые и андезитовые порфириты, их туфы и туфопесчаники). Вулканиты подверглись интенсивным зеленокаменным изменениям. Среди отложений нижнекембрийской толщи в 10 км к северу—северо-западу от Харахудукского массива (район горы Унэгэту) на площади более 5 км² нами обнаружена густопржилковая марганцевая минерализация. Оруденение представлено комплексом окислов марганца, в том числе криптомеланом и вернадитом. Наиболее богатые участки содержат до 60% окиси марганца.

Третья, наиболее молодая толща, условно датированная верхним палеозоем, представлена кислыми эффузивами (липариты, фельзиты), которые в виде узкой полосы обнажаются в северо-западном обрамлении Цахирулинского массива. Стратифицированные образования и залегающие среди них гипербазитовые массивы расчленены на различные по размерам и форме блоки разнонаправленными крутопадающими разломами. Преобладают разломы северо-восточного направления.

Харахудукский и Цахирулинский массивы различаются по форме и строению. Первый состоит из трех разобщенных примерно равных по размерам изометричных блоков общей площадью около 6 км². Тела гипербазитов ограничены крутопадающими разломами. Юго-восточное тело, расположенное западнее колодца Онкх-худук, залегают в виде крупного ксенолита в габброидном интрузиве. В пределах последнего встречаются многочисленные более мелкие ксенолиты гипербазитов. Вблизи контактов с гипербазитами габброиды имеют лейкократовый, реже — меланократовый облик и неяснополосчатую текстуру. Подавляющая часть объема этого гипербазитового массива сложена апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами, среди которых наблюдаются антигоритовые, реже — лизардит-антигоритовые и лизардитовые разновидности. Местами в серпентинитах встречаются реликтовые зерна оливина, а также псевдоморфозы бастиа по ортопироксену. В узких зонах, примыкающих к рвущим телам габ-

броидов, а также в виде ксенолитов в габбро и жильных обособлений в серпентинитах наблюдаются верлиты, оливиновые и безоливиновые клинопироксениты. Нередко в них присутствуют плагиоклаз либо продукты его изменения. В этом же районе встречаются тела апогаббровых родингитов и жилы тремолитита.

Цахирулинский массив имеет линейно вытянутую форму. Он состоит из серии тесно сближенных кулисно расположенных линзообразных крутопадающих тел, залегающих в виде полосы восток-северо-восточного простирания. Протяженность его 17 км, ширина 0,1—2,0 км, общая площадь около 7 км². Как уже отмечалось, массив залегает в ядре антиклинальной структуры, на крыльях которой в верхнепротерозойских образованиях наблюдаются противоположные крутые падения сланцеватости. Массив сложен главным образом антигоритовыми серпентинитами. Вдоль южного тектонического контакта серпентинитов с породами верхнего протерозоя проходит узкая зона протяженностью 1,5 км, сложенная серпентинизированными перидотитами. Габброидные породы вблизи этого массива встречаются в виде единичных небольших тел, интрузивные контакты которых обычно нарушены. В пространственной близости от обоих гипербазитовых массивов расположены более молодые интрузивные тела двуслюдистых, часто гнейсовидных плагиогранитов. Вблизи Харахудукского массива гранитоиды образуют субизометричные тела, в то время как гранитный интрузив в районе Цахирулинского массива залегает в виде параллельной ему крупной дайки.

Помимо гипербазитовых массивов, охарактеризованных выше более или менее подробно, в составе гипербазитовых поясов каледонской складчатой области Монголии расположены многие десятки гипербазитовых тел преимущественно небольшого размера, которые еще не исследованы или исследованы недостаточно. Материал по некоторым из них, собранный при их предварительном обследовании, частично использован при изложении последующих глав. К числу подобных массивов следует отнести Их-Хаджумский, Эрдэниулинский, Тонхилский, Улиндабанский, Дзалатуинский и ряд других.

Их-Хаджумский массив находится в водораздельной части хр. Ихэ-Богдо, приурочен к восточному флангу Дзабханского гипербазитового пояса. Он состоит из серии относительно небольших гипербазитовых тел, включенных в более крупный габброидный интрузив в качестве ксенолитов. Вдоль контактов габброидов с гипербазитами развита переходная зона, сложенная пироксенитами и верлитами. В пределах гипербазитовых тел обнаружены хризотил-асбестовая и хромитовая минерализация.

Эрдэниулинский массив расположен в восточных отрогах хребта Монгольский Алтай и приурочен к участку сопряжения Дзабханского и Толбонурского гипербазитовых поясов. Массив представлен двумя группами относительно небольших линзовидных тел сильно серпентинизированных лерцолитов. В пространственной близости с этими гипербазитовыми телами находятся прорывающие их тела габбро, сильно измененных.

Тонхилский массив расположен в юго-западной части Монголии, в 10 км к югу от одноименного сомона. Он входит в состав Толбонурского гипербазитового пояса и сложен преимущественно серпентинитами, в которых обнаружено рудопроявление хризотил-асбеста.

Улиндабанский массив проходит по водораздельной части хр. Хасагт-Хайрхан-Ула, в 60 км к северо-западу от аймачного центра Гоби Алтай. Массив относится к Дзабханскому гипербазитовому поясу и представляет собой тело неправильной формы, размером 3,5 X 6 км, сложенное почти исключительно серпентинитами.

Дзалатуинский массив, входящий в состав Прихубсугульского гипербазитового пояса, расположен в 28 км к северу от сомона Тариалан. Он представлен серией небольших серпентинитовых линз, к которым приурочено небольшое месторождение хризотил-асбеста.

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ В ГЕРЦИНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ

В герцинской складчатой области Монголии массивы альпинотипных гипербазитов распространены не столь широко, как в расположенных севернее каледонских складчатых структурах. По сопряженности ультраосновных массивов с системами разрывных нарушений они могут быть объединены в три субширотных гипербазитовых пояса. В северной части распространения герцинских складчатых структур, недалеко от главного линейамента Монголии, разделяющего каледонские и герцинские структуры,

обнажается цепочка гипербазитовых массивов Баян-Лэгского пояса. Южнее его, в центральной части Гобийско-Хинганского геосинклинального прогиба, прослеживается протяженная прерывистая цепь ультраосновных массивов Гобийского гипербазитового пояса. В крайней южной части Монголии, в приграничном районе с КНР на небольшом протяжении обнажается ряд ультраосновных массивов, составляющих Солонкерский гипербазитовый пояс, оба фланга которого уходят на территорию КНР (см. рис. 1).

Гипербазитовые массивы, трассирующие разрывные структуры в герцинской складчатой области Монголии, имеют ряд, особенностей, отличающих их от гипербазитовых массивов, расположенных в каледонских структурах. Прежде всего обращает внимание иная структурная позиция отдельных массивов и гипербазитовых поясов. Специфические черты проявляются также в морфологии гипербазитовых тел, в составах слагающих их ультраосновных пород, в масштабах и степени метаморфизма последних. Все эти отличия, как показано ниже, найдут отражение при характеристике гипербазитовых поясов и составляющих их ультраосновных массивов.

Баянлэгский гипербазитовый пояс

Этот гипербазитовый пояс детально описан в ранее опубликованной работе авторов [137]. Во избежание повторения описание его здесь мы опускаем.

Гобийский гипербазитовый пояс

Ультраосновные массивы, составляющие пояс, трассируют мощную зону тектонических нарушений, которая прослеживается в субширотном направлении в осевой части Гобийско-Хинганского геосинклинального прогиба почти на 700 км. Эта зона имеет сложное, кулисное строение. Ее мощность — от первых километров до 20–30 км. Гипербазитовые тела в ней размещены весьма неравномерно. На отдельных участках пояса они густо насыщают зону разрывных нарушений, подчеркивая сложный рисунок ее плана. Эти участки разделяются обширными пространствами, лишенными выходов ультраосновных пород.

Восточный фланг Гобийского пояса обнажается в районе аймачного центра Сайн-Шанда, где закартировано несколько небольших массивов. Не исключено, что пояс прослеживается и далее на северо-восток, поскольку зона разрывных нарушений, с которой сопряжены ультраосновные тела, в виде системы депрессионных и горстовых структур продолжается в северо-восточном направлении вплоть до границы с КНР. Западным продолжением Гобийского пояса, возможно, является цепь ультраосновных массивов Северо-Восточного Казахстана, известная под названием Чарского гипербазитового пояса [175]. Насколько это отвечает действительности, покажут дальнейшие геологические исследования в пока еще слабо изученных юго-западных районах Монголии и прилегающей территории КНР. Сейчас можно только констатировать, что западный фланг Гобийского пояса отделяет от восточного окончания Чарского пояса Казахстана расстояние во многие сотни километров и на этом интервале пока известен только один массив альпинотипных гипербазитов, обнажающийся в бассейне среднего течения р. Урунгу на территории КНР.

На восточном фланге Гобийского пояса максимальная насыщенность тектонической зоны гипербазитовыми массивами отмечается в районе сомонов Манлай и Баян-Далай. Там обнажаются довольно крупный Улахидский массив, а также расположенная к западу от него цепочка более мелких массивов (Харатулинский, Герчуулинский, Манлайский, Хашнатахудукский, Ультзуйту-Тологойский, Нариншабатайский и др.). Все они представляют собой пластинообразные тела, имеющие в плане линзовидную или лентовидную форму. Длина их достигает первых километров, ширина от десятков метров до 0,5 км. Вмещающей рамой для них служат толщи осадочно-вулканогенных пород девонского и карбонового возраста [161, 175]. Для выяснения условий формирования гипербазитовых массивов этого района представляет интерес то, что Манлайский массив с северной стороны трансгрессивно перекрыт терригенными отложениями мезо-кайнозоя, содержащим горизонт базальных конгломератов, а в западной части тектонически граничит с ними. По наблюдениям А.А. Храпова [175], в этом районе галька гипербазитов встречается в конгломератах нижнего карбона, а несколько восточнее отложе-



Рис. 13. Схема расположения массивов Гобийского гипербазитового пояса в пределах хребта Барун-Гурван-Сайхан (по материалам О. Тумуртоого, Г. Ээнжина и авторов)

ния нижнего карбона сами протрудированы гипербазитовыми телами. Эти факты свидетельствуют о неоднократно возобновлявшихся движениях по разломам, с которыми сопряжены ультраосновные тела, и о вызванных этими движениями многократных восходящих перемещениях гипербазитовых массивов.

Слагающие гипербазитовые массивы ультраосновные породы обычно интенсивно расланцованы и раздроблены. Представлены они преимущественно апогартцбургитовыми серпентинитами антигорит-лизардитового состава. Среди них встречаются отдельные участки, сложенные однородными антигоритовыми или лизардитовыми серпентинитами. В последних иногда встречаются реликтовые зерна оливина и пироксенов (Герчуулинский массив). Почти повсеместно серпентиниты в различной степени карбонатизированы, часто оталькованы, амфиболизированы и хлоритизированы. Кроме того, по периферии многих массивов распространены апогипербазитовые листовениты кварц-карбонатного и тальк-карбонатного состава. Столь интенсивная метасоматическая переработка ультраосновных пород обусловлена высокой степенью их раздробленности, а также тем, что с гипербазитами обычно пространственно тесно ассоциируют интрузии габброидов — вероятный источник гидротерм, вызывающих метасоматические преобразования пород. На большинстве гипербазитовых массивов сохраняются продукты древней коры выветривания силицифицированного профиля с широким распространением среди них конечных продуктов химического выветривания гипербазитов — бирбиритов. С некоторыми гипербазитовыми массивами связана незначительная по масштабам хромитовая, хризотил-асбестовая и магнезитовая минерализация.

Следующее к западу скопление гипербазитовых массивов Гобийского пояса расположено в хр. Барун-Гурван-Сайхан. Прерывистая цепь линейно вытянутых массивов, кулисно и эшелонированно расположенных друг за другом, прослеживается там по всей ширине хребта на расстояние до 150 км. Протяженность отдельных лентообразных в плане тел гипербазитов достигает 20 км, длина наиболее насыщенной гипербазитами части хребта 50 км (рис. 13). К югу от хр. Барун-Гурван-Сайхан под острым углом к нему располагается еще одна цепь гипербазитовых массивов, обнажающихся в хр. Дзолен. Эту цепь ультраосновных массивов можно рассматривать как южную ветвь Гобийского пояса, отходящую от него в районе восточного окончания хр. Нэмэгтү-Нуру.

Гипербазитовые массивы хребта Дзолен и особенно хр. Барун-Гурван-Сайхан в отличие от массивов восточного фланга Гобийского пояса часто бывают насыщены разновеликими блоками вмещающих пород, будинообразными включениями апо-серпентинитовых пироксенитов и габбро, а также образованных за счет последних родингитов. В этом случае возникает картина типичного полимиктового меланжа с той лишь разницей, что он не подстилает крупные целиковые пластины гипербазитов, шарьированные на более молодые толщи, а повсеместно ограничивается крутопадающими разрывными нарушениями, образуя узкие линейные зоны тектонических брекчий, залегающих среди терригенно-вулканогенных и кремнисто-вулканогенных толщ девонского и силурийского (в хр. Дзолен) возраста. Более детально морфологические

особенности, а также состав и строение гипербазитовых массивов центральной части Гобийского пояса охарактеризованы на примере Уланхудукского массива.

Далее на запад по простиранию Гобийского гипербазитового пояса единичные массивы ультраосновных пород и серии мелких серпентинитовых линз обнажаются в хр. Нэмэгту-Нуру, в частности к северу от колодца Хутуль-ус-худук и восточнее колодца Бух-Трих-худук. По данным Н.Г. Марковой [115] и нашим наблюдениям, гипербазитовые тела в этом районе располагаются в тектонических блоках среди девонских зеленокаменно-измененных существенно вулканогенных и кремнисто-вулканогенных толщ, находящихся в окружении верхнепалеозойских и мезозойских отложений.

Западный фланг Гобийского гипербазитового пояса прослеживается в пределах Барунхурайской впадины (Заалтайское Гоби). В этой части пояса нами изучен Ногонцавский массив. Он представляет собой классический пример протрузии, достигшей в стратиграфическом разрезе Южной Монголии уровня горизонтально залегающих верхнемеловых отложений. Ниже этот массив описан более подробно. Еще западнее Ногонцавского массива выявлена полоса небольших массивов, прослеживающаяся на расстоянии 20 км. Она пересекается дорогой, соединяющей сомон Баян-Ундур с колодцем Шара-Хулусуни-худук. По устному сообщению С.П. Гавриловой, линейное тело гипербазитов там разбито поперечными нарушениями на три смещенных друг относительно друга блока, залегающих среди осадочно-вулканогенных отложений, предположительно датируемых нижним—средним девоном. Лишь западный блок с южной стороны тектонически граничит с отложениями нижнего карбона. Гипербазиты здесь представлены серпентинитами и серпентинитовыми сланцами. Они интрузируются многочисленными небольшими телами габбро. Гобийский пояс, вероятно, прослеживается и далее на запад, в еще слабо геологически изученные районы Юго-Западной Монголии. Об этом может свидетельствовать показанный на геологической карте МНР масштаба 1 : 1 500 000 гипербазитовый массив, обнажающийся в 50 км к западу от г. Ата-Ула.

Перейдем теперь к более подробному описанию отдельных массивов. Это даст дополнительную информацию относительно особенностей их структурного положения, морфологии, а также состава и характера последующих изменений ультраосновных пород.

Улахидский гипербазитовый массив — наиболее крупное звено в цепи гипербазитовых массивов восточной части Гобийского пояса. Расположен он в 3 км севернее развалин монастыря Ула-Хид в эрозионной котловине, окруженной сглаженными увалами мелкосопочника. В плане массив образует сложной формы тело, со всех сторон ограниченное крутопадающими тектоническими нарушениями. Длина его 100 км, ширина в среднем 2–2,5 км, в центральной части — до 4,2 км. Западнее массива, отделяясь от него широким сайром выполненным четвертичными отложениями, расположен меньший по размеру крутопадающий линзовидной формы Харатаулинский массив. Не исключено, что последний образует не самостоятельное тело, а является продолжением Улахидского массива. В этом случае длина (общая) массива возрастает более чем на 7 км (рис. 14).

Вмещающие отложения вблизи массива представлены толщей зеленокаменно-измененных вулканитов, в разрезе которых преобладают пирокластические образования. Они переслаиваются с маломощными горизонтами известняков, глинистых и кремнистых сланцев. Осадочным породам подчинены покровы диабазов, диабазовых, авгитовых и плагиоклазовых порфиритов. Время формирования осадочно-вулканогенной толщи, по данным А.А. Храпова [176] и О.Д. Суетенко [161], датируется девоном—нижним карбоном. Породы толщи собраны в линейные складки субширотного и северо-восточного простирания. Они осложнены многочисленными разно ориентированными крутопадающими разрывными нарушениями, вследствие чего структура района в окрестностях Улахидского массива имеет мозаично-блоковое строение. Отметим, что наши данные о тектонической структуре района не согласуются с представлениями О.Д. Суетенко [161], рассматривающей Улахидский гипербазитовый массив как одну из серий шарьяжных чешуй, полого погружающихся на север.

Ультраосновные породы Улахидского массива представлены в основном расщепленными и карбонатизированными алогарцбургитовыми серпентинитами лизардитового, лизардит-антигоритового или антигоритового состава. Реже встречаются аподунитовые лизардитовые или антигоритовые серпентиниты. Среди серпентинитов отмече-

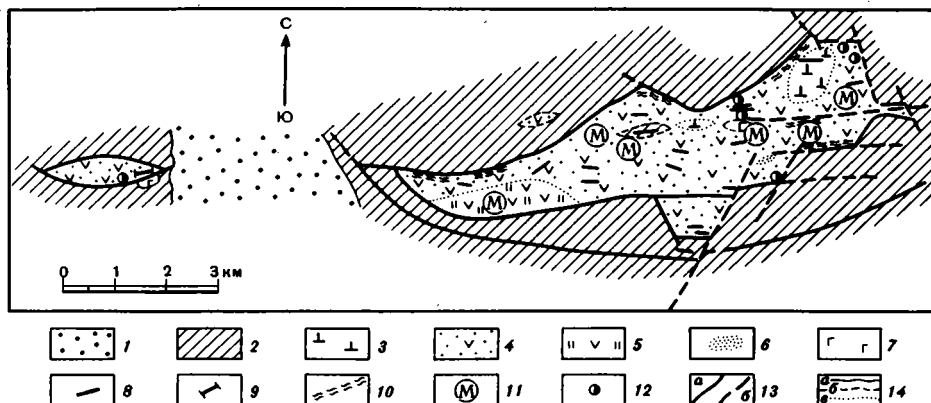


Рис. 14. Схематическая геологическая карта Улахидского гипербазитового массива (составили Г.В. Пинус, В.В. Велинский и Ф.П. Леснов)

1 — рыхлые отложения (кайнозой); 2 — эффузивы основного состава, их туфы, сланцы, известняки (девон — нижний карбон); 3 — серпентинизированные гарцбургиты; 4 — апогарцбургитовые карбонатизированные серпентиниты смешанного состава; 5 — кора выветривания гипербазитов; 6 — хризотил-асбестовая минерализация; 7 — габбро; 8 — дайки основного состава; 9 — жилы пироксенитов; 10 — зоны лиственитизации; 11 — доломитовая минерализация; 12 — хромитовая минерализация; 13 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 14 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые, в — фациальных разновидностей пород

ны участки, сложенные серпентинизированными гарцбургитами. Наиболее крупные выходы их оконтурены в северо-восточной части массива. Помимо широко проявившейся серпентинизации ультраосновных пород, они почти повсеместно карбонатизированы. По северному контакту массива, а также вдоль тектонических нарушений внутри массива распространены жиллообразные тела апогипербазитовых лиственитов кварц-карбонатного и тальк-карбонатного состава мощностью до 10 м.

Ультраосновные породы массива пронизаны многочисленными дайками диабазов, долеритов и микрогаббро, ориентированными согласно с общим простираем в широтном направлении. Мощность даек 2—5 м при протяженности в первые десятки метров. В экзоконтакте даек наблюдается перекристаллизация серпентинитов с образованием плотных, звенящих, тонкокристаллических антигортитовых разновидностей. Массив интродурирован также небольшими штоками габбро. Наиболее крупный из них обнажается недалеко от северного контакта массива, в его восточной части. В экзоконтактовых зонах габброидных тел среди серпентинитов обнаружены маломощные жилки оливинсодержащих диопсидитов, в зальбандовых частях которых установлены частично пироксенизированные серпентиниты. Более мощные жилы крупно- и гигантозернистых пироксенитов встречаются в южном контакте Харатаулинского массива, где они также находятся в пространственной близости со штоком габбро, интродуцирующим серпентиниты.

На значительной части Улахидского массива, в его южном окончании, на гипербазитах сохранились продукты древней коры выветривания. Разрез коры выветривания, вскрытый сухим каньоном, сложен следующими зонами (снизу вверх): 1) дезинтегрированные серпентиниты; 2) выщелоченные (осветленные, карбонатизированные) серпентиниты; 3) пористые доломит-халцедоновые образования с реликтами серпентина и хромшпинелидов; 4) бирбириты — силицифицированные, обогащенные окислами железа породы, в которых хромшпинелиды замещены магнетитом. Три последние зоны насыщены доломитовыми жилками. Мощность коры выветривания — от нескольких метров до 15—20 м.

Среди продуктов химического выветривания гипербазитов отсутствует зона нонтроитов. Это свидетельствует о том, что образование коры выветривания происходило в условиях сухого и жаркого климата пустынь и полупустынь [35] и что процесс выветривания был обусловлен воздействием на гипербазиты поверхностных и грунтовых вод со слабокислыми свойствами (рН 5—6). Время формирования коры выветривания Улахидского массива осталось не выясненным. Скорее всего, оно синхронно с вре-

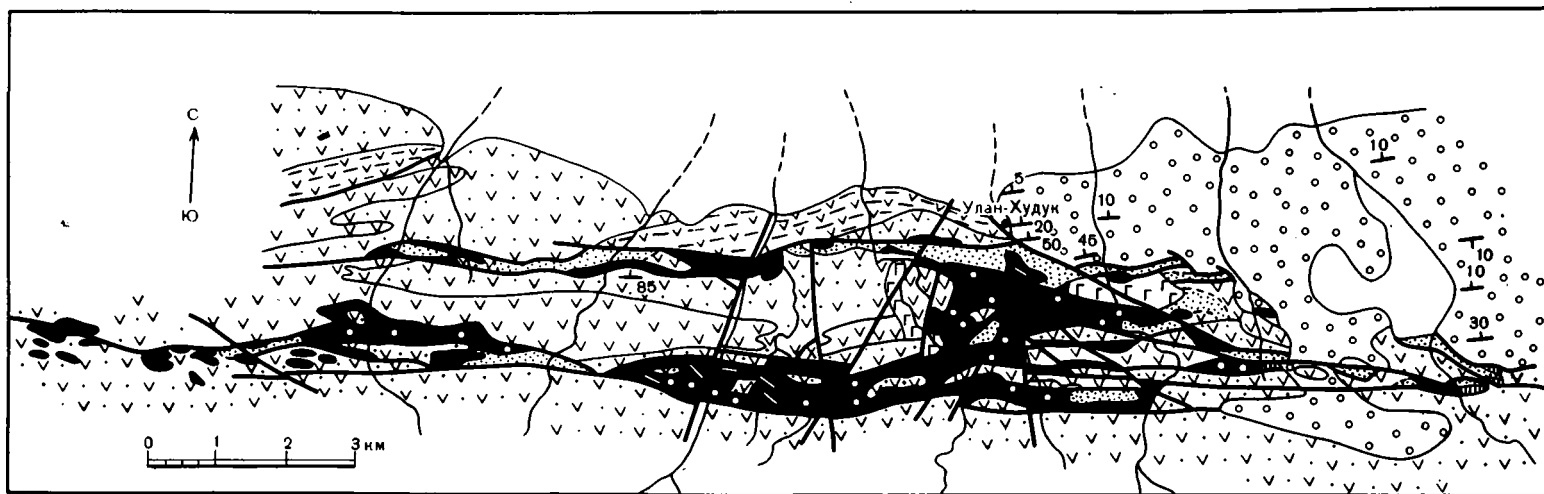


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Уланхударского гипербазитового массива (составили Г.В. Пинус, Ф.П. Леснов и Л.В. Агафонов)

1 — рыхлые отложения (кайнозой); 2 — конгломераты, гравелиты, песчаники (мел); 3 — нерасчлененная вулканогенно-терригенная толща (девон): диабазы, порфириды, спилиты, переслаивающиеся с алевролитами, кремнистыми сланцами, песчаниками, реже — с гравелитами и конгломератами; 4 — вулканогенная толща (девон): диабазы, авгитовые и плагиоклазовые порфириды, амфиболовые миндалефиры, спилиты, туфы, лавобрекчии; 5 — гидротермально-измененные вулканогенно-осадочные образования; 6 — габбро, габбро-диабазы; 7 — серпентиниты; 8 — то же, окремененные; 9 — листвениты; 10 — амфиболиты; 11 — дайки габбро, габбро-диабазы, порфиридов; 12 — тела родингитов; 13 — разломы; 14 — элементы залегания слоистости пород

менем образования коры выветривания такого же профиля в Туве, возраст которой считается не моложе миоцена [49].

Уланхудукский гипербазитовый массив типичен по строению для многочисленных ультраосновных тел, обнажающихся в центральной части хр. Барун-Гурван-Сайхан. Он прослеживается на протяжении 20 км вдоль северного склона хребта в районе одноименного колодца. Его ширина 2,5 км. Массив состоит из ряда линейно вытянутых в субширотном направлении, разобленных с поверхности, интенсивно раздробленных, с многочисленными чуждыми включениями выходов ультраосновных пород со сложными контурами. Эти выходы, как и массив в целом, ограничены тектоническими контактами с преимущественно крутым (до вертикального) падением плоскостей сместителей (рис. 15).

Уланхудукский массив заключен среди пород осадочно-вулканогенной толщи. В карбонатных обосблениях среди алевролитовых и кремнистых горизонтов этой толщи нами и Г. Ээнжином обнаружена фауна табулят, одиночных ругоз и мшанок. По определению В.Н. Дубатолова [47], возраст вмещающих табуляты карбонатных пород уверенно датируется нижним девонем. Терригенная часть разреза осадочно-вулканогенной толщи выделялась ранее в самостоятельную пестроцветную толщу, возраст которой считался средним—верхним девонем. По данным Г. Ээнжина [47], выделяемые ранее в этом районе последовательно сменяющие друг друга вверх по разрезу спилит-сланцевая, алевролитовая, туфогенная и пестроцветная толщи [160, 161] формировались в одно и то же время, но в различной фациальной обстановке. Вулканогенные члены толщи, вмещающей тела гипербазитов, представлены диабазами, спилитами, андезит-диабазами, миндалефирами и их пирокластическими производными, характеристика которых приведена ниже. Породы осадочно-вулканогенной толщи дислоцированы в линейные складки широтного или близкого к нему простирания с преобладающим крутым ($70-80^\circ$) падением крыльев.

Породы рамы и заключенные в них гипербазиты разбиты частой сеткой тектонических нарушений, прослеживающихся в самых разных направлениях. Падение контактовых поверхностей, разделяющих вмещающие породы и гипербазиты, обычно крутое. Представляется, что и на глубину с поверхности отдельные фрагменты гипербазитового массива сохраняют форму узких пластин или линз. В редких случаях в районе массива фиксируются пологие разрывные нарушения типа надвигов или взбросов с небольшой амплитудой перемещения.

Характерная особенность строения Уланхудукского массива и некоторых других ультраосновных тел хребта Барун-Гурван-Сайхан — наличие в них многочисленных, различных по величине тектонических включений и блоков вмещающих пород (чаще всего диабазов), габбро, массивных серпентинизированных перидотитов, пироксени-тов, а также листвени-тов и родингитов. Серпентиниты, цементирующие эти включения, обычно интенсивно рассланцованы, а местами превращены в дресву. Гипербазитовые тела с таким строением полностью отвечают понятию "полимиктовый серпентинитовый меланж", однако, как уже отмечено выше, эти образования не залегают здесь в основании шарьированного покрова целикомой гипербазитовой пластины, а образуют самостоятельные тела, ограниченные крутопадающими тектоническими поверхностями.

Первичные ультраосновные породы, слагающие Уланхудукский массив, претерпели глубокое преобразование. Достаточно сказать, что неизменные исходные породы в его составе не обнаружены, и даже интенсивно серпентинизированные разности их встречаются крайне редко в виде небольших участков массивных гарцбургитов среди сплошных полей серпентинитов, которые обычно лишены реликтов главных породообразующих минералов — оливина и пироксена. Среди серпентинитов преобладают лизардитовые разновидности с порфиробластами бастита, с двумя генерациями лизардита и характерной для этих пород петельчатой структурой. Значительно реже встречаются мелкоочуйчатые антигоритовые или смешанные антигорит-лизардитовые разновидности серпентинитов. Очень часто серпентиниты частично замещены магниезальным карбонатом. Встречаются также оталькованные разности их.

В ряде пунктов обнаружены тремолититы с нематобластовой и сноповидной микро-структурой. Основная ткань такой породы состоит из игольчатых и удлиненно-призматических индивидуумов тремолита. Широко распространены апосерпентинитовые кварц-карбонатные и тальк-карбонатные, часто — фукситсодержащие листвени-ты с зернами метаморфизованного хромшпинелида. Жилообразные тела листвени-тов мощ-

ностью до нескольких десятков метров четко трассируют зоны тектонических нарушений, располагаясь преимущественно в тех разломах, которые ограничивают тела гипербазитов. Вдоль северного контакта Уланхудукского массива, в его восточной части, распространены окварцованные серпентиниты и апосерпентинитовые яшмоподобные породы, состоящие из криптокристаллического гранобластового агрегата низкотемпературного халцедоновидного кварца, пропитанного окислами железа. Апогипербазитовая природа таких пород устанавливается по наличию в них микроскопических линзочек незамещенного серпентина и по скоплениям пылевидного магнетита, сохраняющим рисунок петельчатой структуры серпентинита.

Гипербазиты интродуцируются небольшими штоками и дайками габбро, диабазов и микрогаббро. Как и гипербазиты, эти породы претерпели сильные изменения. Они обычно катаклазированы, породообразующие минералы их — плагиоклаз и моноклинный пироксен — замещены соссюритом, хлоритом и амфиболом. Вместе с тем там, где контакт между гипербазитами и габбро не нарушен тектоническими срывами, в зонах экзоконтакта наблюдается перекристаллизация серпентинитов с образованием плотных антигортитовых разностей. Иногда (как, например, на водоразделе между долинами сайров Улан-худук и Буйлсэгийн) в зоне экзоконтакта тела габбро серпентиниты метасоматически замещены крупнозернистыми оливинсодержащими пироксенитами и верлитами, которые образуют также жилки в серпентинитах.

Широко распространены в массиве разнообразные по минеральному составу родиниты. Среди них выделяются гранат-везувийан-хлоритовые, пироксен-клиноцоизит-хлоритовые, пироксен-гранат-пренит-сфеновые и везувийан-клиноцоизит-сфен-кварц-плагиоклаз-хлоритовые разновидности.

Отметим, что не все тела гипербазитов хр. Барун-Гурван-Сайхан имеют столь сложное строение, как Уланхудукский массив. Здесь же встречается немало простых по своей морфологии линз и пластинообразных тел серпентинитов, лишенных включений вмещающих пород и блоков ассоциирующих с гипербазитами габброидов.

Гипербазиты хребта Дзолен. Ультраосновные массивы этого района, составляющие Дзоленскую ветвь Гобийского гипербазитового пояса, по особенностям морфологии, составу, геологической позиции имеют много общего с гипербазитовыми массивами хр. Барун-Гурван-Сайхан. Однако не все с этим утверждением согласны. Напомним, что, по мнению Л.П. Зоненшайна и его соавторов [64, 68], район хребта Дзолен имеет покровное строение. В этом районе, по их представлениям, тектонически совмещены две фациально различные среднепалеозойские толщи. Одна из них (автохтонная) формировалась в условиях островной дуги, а седиментация пород второй (аллохтонной) происходила в условиях окраинного морского бассейна. Обе эти толщи вмещают тела гипербазитов. Ультраосновные породы, залегающие в автохтоне, упомянутые исследователи рассматривают как основание островодужных офиолитов и считают, что гипербазиты, ассоциирующие с толщей пород аллохтона, были шарьированы вместе с этой толщей из района Барун-Гурван-Сайхана в район Дзолена. Вместе с тем по результатам последующих исследований Г. Эзнжин допускает возможность иной интерпретации материалов, характеризующих взаимоотношения так называемых кремнисто-алевролитовой (автохтонной) и зеленокаменносланцевой (аллохтонной) толщ. Он не исключает возможности того, что породы аллохтонной толщи "как бы перекрываются (возможно, даже стратиграфически) кремнисто-алевролитовой" толщей [182, с. 98].

Нашими исследованиями не выявлено принципиальное различие геологического строения района хр. Дзолен и районов хр. Барун-Гурван-Сайхан. Островодужная ассоциация и горизонтальное перемещение гипербазитовых пластин (по нашим данным и по данным Л.П. Зоненшайна и Н.Г. Марковой) в хр. Барун-Гурван-Сайхан не устанавливаются. Офиолиты в этом районе, как считают и упомянутые исследователи, образуют узкие линейные тектонические блоки, ограниченные субвертикальными разломами, а тела гипербазитов представлены типичным меланжем. Нами установлено, что состав вулканитов и характер разрезов вулканогенных толщ так называемой островодужной ассоциации Дзолена не отличимы от вулканитов хр. Барун-Гурван-Сайхан. Гипербазитовые пластины Дзолена не перекрываются вулканогенными породами "островодужной ассоциации", а контактируют с ними по четко выраженному субвертикальному разлому. Габброиды Дзолена не лежат на гипербазитах, а так же, как и везде, совершенно отчетливо интродуцируют их, преобразуя в экзоконтакте

существенно lizardитовые серпентиниты в мономинеральные антигоритовые разности. Все это вынуждает нас с осторожностью отнестись к построениям Л.П. Зоненшайна и его соавторов [68] как в отношении структурной позиции гипербазитов хр. Дзолен, так и в отношении предложенной ими модели реконструкции фациальных обстановок Южно-Монгольской эвгеосинклинали в районе названных горных хребтов.

Ногонцавский гипербазитовый массив может служить прекрасным примером суб-вертикальной протрузии ультраосновных пород. Он расположен в одноименном урочище на западном фланге Гобийского пояса в 85 км к югу от сомона Шинэжинст, у дороги, ведущей из сомона в оазис Эхин-Гол. Ультраосновные породы обнажаются в виде узкого пластинообразного тела, прослеживаемого в широтном направлении на 7 км при ширине 0,1—0,8 км. Массив выделяется в рельефе в виде невысокой гряды среди пустынной равнины, сложенной горизонтально залегающими серо- и буроватыми молассоидными отложениями верхнего мела. Последние в непосредственном контакте с гипербазитами дислоцированы, пласты их "задраны" массивом и наклонены в сторону от него под углами 35—90°. Однако уже на небольшом удалении от контакта пласты пород верхнего мела приобретают горизонтальное залегание. Отложения верхнего мела состоят из слабодиагенезированных глинистых и песчаных пород, содержащих горизонты гравелитов.

В основании видимой части разреза в непосредственном соседстве с гипербазитовым массивом обнажаются бурые конгломераты, содержащие многочисленные плохо окатанные обломки серпентинитов и продуктов их химического выветривания. Наличие пород коры выветривания гипербазитов в базальных слоях верхнего мела определяет верхнюю границу времени проходившего в районе процесса химического выветривания ультраосновных пород.

К западу и востоку от Ногонцавского массива, на продолжении ограничивающих его разломов, среди ровной пустынной местности отчетливо выделяются небольшие конусы вулканических аппаратов, сложенных черными пузыристыми базальтами, содержащими ксеногенные зерна оливина, пироксена и сростки этих минералов. В северо-восточной части гипербазитовый массив на небольшом интервале перекрыт покровом базальтов, а на западе в местах его выклинивания закартирован узкий тектонический клин диабазов.

Ультраосновные породы в краевых частях массива интенсивно рассланцованы, местами до состояния серпентинитовых сланцев. В них и во вмещающих их отложениях верхнего мела наблюдаются частые жилки и прослои гипса мощностью 2—5 см. Массив сложен в основном lizardитовыми серпентинитами. Среди них встречаются участки интенсивно серпентинизированных лерцолитов. В северной части массива среди серпентинитов прослеживаются полосы тальцитов и серпентин-тальковых пород мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. Широко распространены в массиве апогипербазитовые кварц-карбонатные листвениты, образующие протяженные зоны мощностью в несколько десятков метров. В ряде мест гипербазиты интродуцируются дайками катаклазированных лейкократовых метагаббро.

В пределах массива сохранились продукты химического выветривания ультраосновных пород. Кора выветривания в центральной части массива сложена темно-бурыми ноздреватыми бирбиритами, переходящими ниже в плотные, сильно ожелезненные и выщелоченные серпентиниты, содержащие прослои, обогащенные хлоритом и гидрослюдами. Здесь же встречаются жилы молочно-белого халцедоновидного кварца. В основании разреза залегают дезинтегрированные серпентиниты с прожилками и маломощными жилами магнезита. Мощность коры выветривания от 5—7 до 25 м.

Изложенный материал позволяет проследить историю становления Ногонцавского гипербазитового массива. Еще до седиментации пород верхнего мела массив ультраосновных пород и вмещающие его палеозойские вулканы (диабазы) обнажились на дневной поверхности, подверглись химическому выветриванию и затем были частично эродированы. В дальнейшем гипербазитовый массив был погребен под отложениями верхнего мела, а в кайнозое в результате активизации тектонической деятельности — протрудирован в верхнемеловые отложения. Вместе с ним переместились на более высокий стратиграфический уровень и тектонические блоки палеозойских вулканитов. Гипербазиты внедрялись по крутопадающим разрывным нарушениям. Эти разломы проникали на большие глубины, достигали очага генерации базальтовой магмы

и использовались ею в качестве подводящих каналов при вулканических извержениях.

В заключение описания Гобийского пояса отметим особенности его структурной позиции, морфологии слагающих его гипербазитовых массивов, состава пород и их последующих преобразований.

1. Гипербазитовые массивы Гобийского пояса трассируют одну из крупнейших сложно построенных зон глубинных разломов, прослеживающихся на многие сотни километров вдоль осевой части Гобийско-Хангайского геосинклинального прогиба. В пределах последнего, по крайней мере в его центральной части, не известны выступы коры континентального типа. Большая часть гипербазитовых массивов пояса расположена на одном стратиграфическом уровне и тесно ассоциирует с вмещающими их терригенно-кремнисто-вулканогенными отложениями нижнего девона. На восточном и западном флангах пояса в результате активизации тектонических движений отдельные тела гипербазитов в виде повторных протрузий достигли на востоке уровня отложений нижнего карбона, а на западе — верхнего мела.

2. Гипербазитовые массивы имеют форму небольших крутопадающих пластин или линз и располагаются эшелонированно, друг за другом, подчеркивая сложность строения зоны глубинного разлома. Массивы повсеместно интенсивно тектонизированы. Для пояса характерно наличие полимиктового серпентинитового меланжа, формирующегося во фронтальной части гипербазитовых протрузий при внедрении их в интенсивно раздробленную вмещающую раму. В ходе многократного поступательного движения гипербазитовых пластин обломки встречающихся на их пути пород захватывались вязкой серпентинитовой массой. Небольшие размеры ультраосновных массивов, наличие в их числе тел, представленных серпентинитовым меланжем, свидетельствуют о небольшой глубине эрозионного среза гипербазитовых массивов Гобийского пояса.

3. Динамические напряжения, которым подверглись гипербазитовые массивы Гобийского пояса, обусловили высокую степень динамометаморфизма слагающих их ультраосновных пород, а это, в свою очередь, способствовало широкому проявлению метаморфических преобразований последних. В результате первичные ультраосновные породы практически всюду были превращены в серпентиниты, которые в последующем испытали разнообразные метасоматические преобразования. За счет серпентинитов возникла пестрая гамма пород, состоящая из разнообразных сочетаний магнезиального карбоната, кварца, талька, тремолита и некоторых других минералов, а также мноминеральных скоплений их.

ГЛАВА III

ПЕТРОГРАФИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

Прежде чем перейти к петрографической характеристике пород альпинотипных гипербазитов, обратим внимание на одну специфическую черту, определяющую их облик: свежие, не затронутые процессом серпентинизации породы среди них встречаются крайне редко. Но и в этих случаях надо иметь в виду возможность метаморфического образования некоторых типов пород в процессе преобразования серпентинитов. Большая часть объема гипербазитов обычно представлена серпентинитами. Восстановить первичный состав пород, подвергшихся серпентинизации, не всегда возможно, поскольку процесс серпентинизации не строго изохимичен. Легко показать, что наличие 1 вес.% СаО в химическом составе ультраосновных пород соответствует наличию в них около 5% клинопироксена. Отсюда можно заключить, что вынос СаО в процессе серпентинизации может существенно отразиться на нормативном составе ультраосновных пород.

Учитывая сказанное, следует осторожно подходить к представлению о том, что наиболее распространенная порода альпинотипных гипербазитов — гарцбургит. Детальное исследование минерального состава пород показывает, что во многих случаях, особенно в ультраосновных массивах, породы которых сохранили относительную свежесть, в гарцбургитах устанавливается переменное количество клинопироксена. Отметим также, что в ряде изученных нами массивов преобладающая порода — также лерцолит [140].

Нельзя не обратить внимание и на то, что, по опубликованным данным, характеризующим химический состав ультраосновных пород, даже дуниты нередко содержат заметное количество CaO. Если учесть почти полную стерильность высокомагнезиальных оливинов в отношении окиси кальция, то становится ясным, что парагенезис этих дунитов — верлитовый, а в случае присутствия примеси ортопироксена — лерцолитовый. Все это свидетельствует о том, что в массивах альпинотипных гипербазитов роль лерцолитового парагенезиса явно преуменьшена.

После этого предварительного замечания перейдем к петрографической характеристике альпинотипных гипербазитов Монголии. Их вещественный состав, как и в других регионах, не отличается большим разнообразием. Он представлен дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, которые всегда в той или иной мере серпентинизированы, а в небольших телах и на отдельных участках крупных массивов — полностью превращены в серпентиниты. Наряду с отмеченными разновидностями ультраосновных пород во многих массивах в подчиненном количестве встречаются верлиты, пироксениты (вебстериты, диопсидиты, энстатиты). Кроме того, в строении отдельных ультраосновных массивов принимают участие метасоматические апогипербазитовые образования: тремолититы, нефриты, талькиты и различные по составу листвениты, а также апогаббровые метасоматиты-родингиты, возникающие, как показано ниже, в тесной пространственной связи с серпентинитами. На эродированной поверхности отдельных ультраосновных массивов сохранилась древняя кора выветривания. Характеристике всех перечисленных пород и посвящена данная глава.

Представление о количественном соотношении различных типов пород в наиболее исследованных гипербазитовых массивах Монголии дает табл. 1.

ДУНИТЫ

Дуниты обнаружены пока только в массивах, локализованных в каледонских структурах. Эти породы сложены главным образом оливином с примесью хромшпинелидов до 5%. В незначительных количествах в их составе отмечается ромбический пироксен и весьма редко — моноклинный пироксен. В дунитах как вторичные минералы встречаются также тремолит (Эгйингольский массив) и антофиллит. Последний обнаружен в дунитах Алагульского гипербазитового массива. Во всех массивах дуниты, как правило, в разной степени серпентинизированы. Наиболее свежие разности дунитов отмечаются в Шишхидгольском, Алагульском и Эгйингольском массивах, в которых серпентин в дунитах представлен преимущественно антигоритом. В Наранском массиве дуниты сильно серпентинизированы. Оливин их обычно замещается лизардитом.

Представление о составе серпентинитовых минералов в дунитах дают материалы, полученные рентгеноспектральным анализом (табл. 2). Как в лизардитах, так и в антигоритах отсутствуют титан, марганец и натрий. Наблюдаются незначительные различия этих минералов по содержанию глинозема, который не обнаружен в лизардитах, и по кремнию, количество которого выше в антигоритах. В единичном анализе антигорита присутствует хром. В зернах оливина свежих дунитов очень часто отмечаются следы пластической деформации и рекристаллизации. Признаки пластической деформации наблюдаются в виде полос сброса, границы которых субпараллельны (100), волнистого погасания и полигонизации. Наиболее обычные системы скольжения в оливинах определяются как $\{100\}\{OK\}$ и $\{100\}(010)[117]$. Иногда в контактах деформированных зерен оливина или по зонам, пересекающим эти зерна, фиксируются участки, сложенные рекристаллизованными мелкими полигональными кристаллами оливина. В отдельных случаях эти образования напоминают по своей морфологии жилки.

Интересно отметить, что в дунитах, по наблюдению А.А. Меляховецкого, оливин обладает ориентировкой по удлинению с образованием максимумов N_p , нормальных к направлению удлинения. Во вторичных дунитах, как было показано [8], оливин также имеет ориентировку с максимумом N_p , однако удлинение кристаллов оливина совпадает с осью N_p , что принципиально различает эти типы пород. В дунитах, обладающих отчетливой директивной структурой, зерна оливина обычно несколько вытянуты, причем длинные оси зерен бывают ориентированы в одном направлении. Вместе с тем известны редкие случаи удивительно правильных полиэдрических мономинеральных оливиновых агрегатов. Размеры зерен оливина варьируют в широких пределах. Они, как правило, разбиты густой сеткой трещин на отдельные блоки, принадлеж-

Таблица 1

Характеристика состава гипербазитовых массивов Монголии

Массивы	Площадь, км ²	Типы пород		Метасоматиты	Сопряженные интрузивы	Проявления полезных ископаемых
		преобладающие	второстепенные			
1	2	3	4	5	6	7
			<i>Каледонские складчатые структуры</i>			
Шишхидгольский	200	Дуниты, серпентиниты антигоритовые, реже лизардит-антигоритовые и лизардитовые	Гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, клинопироксениты, вторичные дуниты	Тальк-оливиновые, амфибол-тальк-оливиновые, тальк-карбонатные породы	Габбро, граниты	Талькиты, хромиты, нефрит
Эгийгольский	110	Серпентинизированные гарцбургиты, серпентиниты антигоритовые, лизардитовые и смешанного состава	Лерцолиты, дуниты в разной степени серпентинизированные, пироксениты (энстатиты)	Листвениты преимущественно кварц-карбонатного состава	Граниты	Хризолит-асбест, магнезит
Хутульский	100	Серпентиниты антигоритовые, антигорит-лизардитовые, хризотил-лизардитовые	Гарцбургиты, дуниты серпентинизированные, пироксениты (энстатиты и диопсидиты)	Различного минерального состава листвениты, родингиты	Граниты, габбро (весьма ограниченно), дайки габбро и диабазов	Хризотил-асбест, хромиты, талькиты
Улиндабанский	16	Серпентиниты лизардитовые апогарцбургитовые	Серпентиниты лизардитовые аподунитовые, сильно серпентинизированные гарцбургиты, кора выветривания	—	Граниты	—
Тайширинский	100	Серпентиниты смешанного состава с преобладанием антигорита или лизардита	Серпентиниты антигоритовые, лизардитовые, хризотил-лизардит-антигоритовые, гарцбургиты и лерцолиты серпентинизированные, пироксениты (вебстериты, энстатиты, бронзиты)	Родингиты, листвениты	Габбро кварц-содержащее, плагиограниты, дайки диабазов порфиритов (часто окварцованные)	Хризотил-асбест, хромиты
Наранский	160	Серпентиниты лизардитовые, реже антигорит-лизардитовые и антигоритовые	Гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, вебстериты, диопсидиты, вторичные дуниты, кора выветривания	Различного минерального состава родингиты и листвениты, тремолиты	Габбро-нориты, габбро, дайки диабазов	Магнезит, хромиты

Эрдэниулинский I	17	Серпентиниты лизардитовые, реже лизардит-антигоритовые аполерцолитовые	Лерцолиты и гарцбургиты серпентинизированные	Кварц-карбонатные и тальк-карбонатные листвениты, родингиты различного минерального состава, тремолититы	Габбро лейкократовые, дайки диабазов	—
Эрдэниулинский II	10,5	Серпентиниты лизардитовые аполерцолитовые	Серпентиниты антигоритовые, лерцолиты серпентинизированные	—	Дайки авгитовых порфиритов	—
Цагангольский	1,2	Серпентиниты антигоритовые	—	Различного минерального состава листвениты, родингиты (ограниченно)	—	Талькиты, поделочные камни
Найтуринский	5	То же	Серпентиниты смешанного состава и лизардитовые	Родингиты различного минерального состава, тремолититы	Габбро, дайки кварцевых порфиритов и диабазов	—
Их-Хаджумский	20	То же, апогарцбургитовые	Серпентиниты лизардитовые, антигорит-лизардитовые, дуниты, в том числе вторичные дуниты, верлиты, пироксениты	Тальк-карбонатные и кварц-карбонатные листвениты	Габбро, дайки диабазов и габбропегматитов	Хризотил-асбест, хромиты
Алагульский	60	То же, лизардитовые, лерцолиты, гарцбургиты	Дуниты, вебстериты, серпентиниты смешанного состава	Тальк-карбонатные, серпентин-карбонатные листвениты, антофиллитсодержащие породы, родингиты (весьма ограничено)	Диориты, граниты, габбро (весьма ограничено)	Хризотил-асбест, талькиты
Ихэдуланский	20	То же, смешанного состава	Верлиты, диопсидиты, плагиоверлиты	Родингиты различного минерального состава, тремолититы, листвениты (ограниченно)	Габбро, дайки габбро, гранит-порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов	Хризотил-асбест, нефрит
Баргильский	11	То же	Верлиты, диопсидиты	Родингиты различного минерального состава, тремолититы, листвениты	То же	Хризотил-асбест, хромиты
Джаргалантуйский	70	Аподунитовые серпентиниты антигоритового, лизардитового и лизардит-антигоритового состава	Серпентинизированные дуниты, верлиты, диопсидиты	Тремолит-герцинитовые породы, родингиты	Габбро-амфиболиты, габбро, граниты	Хромиты

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Армакгольский	25	Серпентиниты лизардит-антигоритового состава, дуниты серпентинизированные	Серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты, верлиты, диопсидиты, серпентиниты лизардитовые, антигоритовые	Различного минерального состава листвениты, тремолититы, тремолитизированные серпентиниты	Габбро, гранодиориты, плагиограниты	Хризотил-асбест
Барунбаянский	12	Серпентиниты лизардитовые	Антигоритовые серпентиниты, серпентиниты смешанного состава, вебстериты, энстатиты, диопсидиты	Различного минерального состава листвениты, родингиты, тремолититы	Габбро, диориты, граниты, дайки диабазов	Хризотил-асбест, нефрит
Керуленского гипербазитового пояса	7	То же, антигоритовые смешанного состава	Плагиолерцолиты, плагиодуниты серпентинизированные	Серпентин-карбонатные породы, родингиты различного минерального состава, тремолититы (в отдельных разностях с нефритовой текстурой), тремолитизированные серпентиниты	Габбро-нориты, габбро, нориты, троктолиты, граниты, дайки диабазов, диабазовых порфиритов	Хризотил-асбест, хромиты, нефрит
Северо-Гобийского гипербазитового пояса	21	Серпентиниты антигоритовые	Серпентиниты лизардит-антигоритовые, серпентинизированные гарцбургиты, диопсидиты, плагиоверлиты	Родингиты различного минерального состава, тремолититы, кварц-карбонат-хлоритовые листвениты	Габбро-нориты, габбро, граниты	—
Ногонцавский	2,8	Серпентиниты лизардитовые	<i>Герцинские складчатые структуры</i> Лерцолиты серпентинизированные, кора выветривания (бирбириты)	Листвениты	Дайки метагаббро	—
Ульдзуту-Тологойский	0,5	Серпентиниты антигорит-лизардитовые, апогарцбургитовые	—	“	Штоки и дайки габбро	—
Хашияту-Худукский	0,5	То же	—	“	То же	—
Манлайский	0,5	“	—	“	“	—
Улахидский	17	Серпентиниты лизардитовые, лизардит-антигоритовые, антигоритовые апогарцбургитовые	Серпентиниты аподунитовые, бронзититы, кора выветривания	“	Штоки и дайки габбро-диабазов	Магнезит, хромиты

Гөрчүлуулинский	1	Серпентиниты антигорит-лизардитовые	Серпентиниты антигоритовые и лизардитовые	Листвениты тальк-карбонатные	Штоки и дайки габбро	—
Баянлэгского гипербазитового пояса	15	Серпентиниты антигоритовые	Серпентиниты лизардит-антигоритовые, очень редко пироксениты	Листвениты различного минерального состава (тальк-карбонатные, кварц-карбонатные и др.); тремолит-антигоритовые породы, тремолититы, родингиты	Габбро, габбро-нориты, граниты, дайки кайнозойских базальтов	Талькиты, хромиты
Хуратулинский	1,2	Серпентиниты лизардитовые	Пироксениты, кора выветривания	Листвениты	Штоки габбро	—
хр. Дзолен	—	То же	Серпентиниты антигоритовые и антигорит-лизардитовые, верлиты, диопсидиты, вебстериты	Различного минерального состава листвениты и родингиты	Габбро, дайки диабазов	Хромиты
хр. Гурван-Сайхан (Улан-худукский и др.)	—	“	Серпентиниты антигоритовые и антигорит-лизардитовые, сильно серпентинизированные гарцбургиты, верлиты, диопсидиты	Кварц-карбонатные, тальк-карбонатные, часто фукситсодержащие листвениты, окварцованные серпентиниты вплоть до яшмоподобных пород. Различного минерального состава родингиты, тремолититы	Габбро, дайки диабазов и микрогаббро. Штоки гранитов	Хромиты, поделочные камни
Западно-Нэмэгэтинский	0,8	Серпентиниты лизардит-антигоритовые	Серпентиниты антигоритовые	Листвениты и родингиты (весьма ограничено)	Диориты, граниты, дайки диабазов	—
Восточно-Нэмэгэтинский	0,3	Серпентиниты смешанного состава	Кора выветривания	Тальк-карбонатные породы	Гранодиориты, диориты, граниты, редкие дайки диабазов	—

Химический состав антигортитов и лизардитов из дунитов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	41,84	40,06	43,80	44,36	42,06
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	1,37	0,63	Не обн.
FeO	3,98	5,31	2,64	4,47	3,76
MgO	40,35	40,90	40,12	38,32	40,35
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,25	Не обн.	Не обн.
CaO	0,04	0,01	Не обн.	"	0,06
NiO	0,22	0,25	0,07	0,29	0,10
H ₂ O ⁺	12,61	12,47	13,05	12,93	12,63
С у м а	99,04	99,00	101,30	101,00	98,86
Fe · 100	5,20	6,80	3,55	6,13	4,96
Fe + Mg					

1 и 2 — петельчатые лизардиты, Наранский массив, обр. 7136 и 7136-1; 3 и 4 — антигортиты, Алагульский массив, обр. 1936а и 2128-3; 5 — антигортит, Эггингольский массив, обр. 3043-14. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микрозонде. Здесь и далее в микрозондовых анализах водосодержащих минералов содержание H₂O⁺ определено расчетным путем.

ность которых к одному зерну легко устанавливается под микроскопом по одинаковой оптической ориентировке. В шлифе оливин бесцветен, иногда с хорошо выраженной спайностью по (010) и (100). Оптические контакты ($2V = +83-85^\circ$, $N_g = 1,678-1,679$, $N_p = 1,644-1,649$, $N_g - N_p = 0,030-0,034$) указывают на магниальный состав оливина дунитов, железистость которого отвечает составу железистого форстерита, что вообще говоря, характерно для дунитов, слагающих массивы альпинотипных гипербазитов.

Как показано ниже, условия становления разных массивов по температурам равновесия сосуществующих минералов различаются, однако составы оливинов дунитов этих массивов по оптическим свойствам, за редкими исключениями, идентичны. Дуниты всегда связаны постепенными переходами с гарцбургитами или верлитами и лерцолитами. Обычно это неправильной формы вытянутые тела, постепенно, без резких контактов, переходящие в ассоциирующие с ними перидотиты. Подобная картина указывает, что главный фактор состава оливина дунитов — не условия температуры и давления при кристаллизации, а соотношение магния и железа в исходном расплаве.

Наиболее свежие разности дунитов имеют желтовато-серую и зеленовато-серую окраску, кристаллически зернистое сложение и большой удельный вес. На поверхности выветривания свежих дунитов образуется желтовато-бурая или серая корочка выветривания, на фоне которой хорошо видны зерна акцессорного хромшпинелида. С увеличением степени серпентинизации окраска породы темнеет и ее зернистая структура не проявляется.

Встречающиеся в составе дунитов единичные зерна ортопироксена выполняют интерстиции между индивидуумами оливина и своими контурами приспособляются к очертаниям последнего. Пироксен характеризуется совершенной спайностью, низким дву-преломлением ($N_g - N_p = 0,008-0,009$, $2V = +80-82^\circ$) и по своим оптическим свойствам отвечает энстатиту.

Хромшпинель в качестве акцессорного минерала в разных количествах всегда присутствует в дунитах. Зерна ее образуют выделения неправильной формы. Реже встречаются идиоморфные кристаллы хромшпинели, имеющие в сечениях форму прямоугольника, ромба или параллелограмма. В проходящем свете хромшпинель просвечивает темно-коричневым цветом.

Серпентин — обычный продукт изменения оливина дунитов. Выделяются две главные морфологические его разновидности: антигортит и лизардит. Появление той или иной разновидности в начальной стадии серпентинизации, наблюдаемой в относительно свежих разностях дунитов, зависит от температуры начала процесса серпентинизации. Взаимоотношения в породе лизардита и антигортита указывают на более позднее по времени формирование последнего, кристаллизация которого происходит при более высоких температурах [111]. Обратные взаимоотношения этих серпентиновых мине-

ралов в альпинотипных гипербазитах чрезвычайно редки, что указывает на прогрессивный характер процессов серпентинизации. В ходе лизардитизации в большинстве случаев окислы железа не появляются в ассоциации с серпентином, а при образовании антигорита часть железа выделяется в виде самостоятельной фазы окислов железа. Обе разновидности серпентина в проходящем свете обычно бесцветны. Однако встречаются слабо окрашенные разновидности. Бледно-желтоватый и зеленоватый цвета минерала обусловлены наличием в его составе тонкодисперсных окислов или гидроокислов железа.

ГАРЦБУРГИТЫ

Гарцбургиты широко распространены среди альпинотипных гипербазитов Монголии. Наличие их установлено во многих массивах, особенно в тех, которые локализованы в каледонских складчатых структурах. В герцинидах они встречаются реже, однако, судя по реликтам первичных минералов и псевдоморфозам серпентина по ортопироксену, ими были сложены многие мелкие тела гипербазитов, в настоящее время нацело превращенных в серпентиниты. Слабо серпентинизированные или свежие разновидности гарцбургитов встречаются нечасто и только среди крупных массивов, где ими сложены ограниченные поля, тяготеющие к центральным участкам массивов.

Гарцбургиты представляют собой массивные темные зеленовато-серые кристаллически зернистые породы нередко с порфиroidной структурой, особенно хорошо проявляющейся на корках выветривания. Последняя обусловлена наличием среди темного основного фона породы таблитчатой формы выделений зеленовато-бурого пироксена с прекрасно выраженной спайностью. Часто на плоскостях спайности можно видеть перламутровый блеск, связанный с бацитизацией пироксена. Размеры порфировых выделений колеблются в пределах 3–5 мм, иногда до 1 см, тогда как размеры зерен оливина, составляющих основной фон породы, не превышают 1–2 мм. В равнозернистых разновидностях гарцбургитов величина составляющих зерен 1–3 мм. С поверхности гарцбургиты покрыты более темной, чем в дунитах, бурого или серого цвета коркой выветривания, на которой видны рельефные выделения зерен хромита и ромбического пироксена.

Минеральный состав гарцбургитов довольно прост: оливин, ортопироксен, хромшпинелид. Кроме того, всегда в том или ином количестве присутствуют серпентин и магнетит, образующиеся в процессе серпентинизации пород. Наряду с главными породообразующими минералами отмечаются клинопироксен, тремолит, антофиллит, тальк. Последние два минерала чаще наблюдаются в экзоконтакте прорывающих гипербазиты гранитов. Средний количественно-минеральный состав неизменного гарцбургита (в об.%) : оливина — 74,7, ортопироксена — 23,4, хромшпинелида — 1,9.

Оливин образует в породе изометричные, реже — несколько вытянутые формы. Спайность наблюдается реже, чем в дунитах, почти все зерна расчленены петлями серпентина разной толщины. Деформированные зерна оливина по сравнению с дунитами встречаются реже. Они выделяются по полоскам сброса, волнистому и мозаичному погасанию. По оптической характеристике ($2V_{Ng} = 87-88^\circ$, $Ng = 1,681-1,682$, $Np = 1,643-1,650$, $Ng-Np = 0,031-0,039$) состав оливинов из гарцбургитов характеризуется наличием 93–94% форстеритового компонента. В оливинах из гарцбургитов Хутульского массива присутствуют закономерно ориентированные включения хромсодержащего магнетита, которые по аналогии с ранее изученными [9] рассматриваются как структуры распада высокотемпературных твердых растворов.

Ортопироксен представлен различными по размерам зернами. Наряду с крупными порфировыми выделениями встречаются неправильные по форме зерна, уступающие в своих размерах оливину и явно ксеноморфные по отношению к последнему. В шлифе пироксен бесцветный, иногда имеет слегка заметный плеохроизм в кремово-розовых тонах. В ортопироксене развита совершенная спайность по (100). Оптические константы ортопироксена ($2V = +85$ до -88° , $Ng = 1,675-1,681$) показывают, что его состав изменяется от энстатита до магнезиального бронзита. В отличие от оливина в ортопироксене пластические деформации обычно выражены очень слабо. В нем отмечаются редкие полосы сброса и волнистое погасание. Хромшпинелиды образуют мелкие зерна неправильной формы. Окраска в шлифе — от темно-коричневой до светло-коричневой, причем плотность окраски в большинстве случаев ниже, чем в аксессуориях дунитов.

Вторичные изменения гарцбургитов выражаются главным образом в серпентинизации оливина и ромбического пироксена. Процесс этот затронул большую часть гарцбургитов Монголии. Среди разновидностей серпентина различаются петельчатый лизардит, антигорит пластинчатый и гомоосевые псевдоморфозы антигорита по ортопироксену — бастит. Присутствующий в серпентинизированных разностях гарцбургитов магнетит концентрируется в виде тонких просечек в лизардитовых жилках либо встречается как бесформенные скопления в антигорите. Образуется магнетит в результате окисления части железа оливина и ортопироксена при серпентинизации.

Поскольку имеются примеры отсутствия магнетита в серпентинизированных гарцбургитах, очевидно, что процесс серпентинизации может протекать при разных окислительно-восстановительных условиях. Наряду с серпентинизацией при вторичных изменениях гарцбургитов иногда проявляется оталькование, особенно в контакте зерен оливина и ортопироксена. В отдельных случаях по ортопироксену активно развивается амфибол тремолит-актинолитового ряда, причем количество его иногда бывает значительное (Эгийнгольский массив). С более поздним внедрением гранитоидов в гипербазиты в зонах, тяготеющих к их контакту, в гарцбургитах связаны процессы антофиллитизации (Алагульский массив). В ассоциации с тремолитом в сильно метаморфизованных гарцбургитах изредка отмечается магнетит.

ЛЕРЦОЛИТЫ

Лерцолиты присутствуют во всех крупных гипербазитовых массивах Монголии, особенно в тех, где сохраняются реликты свежих или слабо серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, с которыми они образуют постепенные переходы. Это может указывать на то, что лерцолиты первоначально занимали гораздо большие объемы, которые впоследствии, при процессах серпентинизации, не сохранились. В частности, Эрдэниулинский II массив полностью сложен лерцолитами и их серпентинизированными разностями. В значительном объеме эти породы представлены и в соседнем, Эрдэниулинском I массиве.

Минеральный состав лерцолитов непостоянен, но, как правило, оливин в них количественно преобладает над пироксенами. Объем клинопироксена колеблется от 5 до 10%. В количественном отношении он обычно уступает ортопироксену. Изредка лерцолиты обогащены клинопироксеном. Содержание акцессорных хромшпинелидов чаще равно 1–3%. По внешнему виду слабо серпентинизированные разности лерцолитов представляют собой темно-серые иногда с зеленоватым оттенком равномернозернистые породы. В отличие от других перидотитов среди лерцолитов практически не встречаются порфиroidные разности. Оптические константы оливина изменяются в значительных пределах ($2V = +83$ до -80° , $N_g = 1,694-1,705$, $N_p = 1,660-1,673$, $N_g-N_p = 0,031-0,039$), что указывает на колебания его состава в пределах 82–87% форстеритового компонента. В оливине лерцолитов часто наблюдаются пластические деформации в виде полос сброса, волнистого и мозаичного погасания. В этих породах оливин обычно деформирован интенсивнее, чем в дунитах и гарцбургитах. В последних степень деформации наименьшая. В дунитах могут наблюдаться как менее, так и более деформированные разности оливинов.

Ортопироксен, согласно оптическим характеристикам ($2V = +88$ до -89° , $N_g = 1,672-1,677$, $N_p = 1,662-1,666$), представлен промежуточной разностью между энстатитом и бронзитом ($Э_{n,1}-Э_{n,8}$). По сравнению с оливином ортопироксен деформирован слабо. В нем только изредка отмечаются полосы сброса и волнистое погасание. Во многих зернах ортопироксена наблюдаются тонкие ламеллы клинопироксена, располагающиеся в плоскости (100), которые представляют структуры распада твердых растворов. Иногда ламеллы клинопироксена замещаются амфиболом тремолит-актинолитового ряда.

Клинопироксен присутствует в лерцолитах в виде мелких неправильных или несколько удлиненных зерен с хорошо выраженной спайностью. Резкий ксеноморфизм зерен клинопироксена подчеркивает рисунок межзернового пространства и указывает на более позднюю его кристаллизацию по сравнению с оливином. Часто в ассоциации с клинопироксеном присутствуют зерна хромшпинелида, с которым он образует сложные сростания. По оптическим свойствам ($2V_{N_x} = 52-59^\circ$, $N_g = 1,695-1,701$, $N_p =$

Таблица 3

Химический состав вторичных минералов из лерцолитов (вес. %)

Компонент			Компонент		
	1	2		1	2
SiO ₂	53,10	43,01	CaO	12,00	Не обн.
TiO ₂	0,10	Не обн.	Na ₂ O	0,51	"
Al ₂ O ₃	3,37	0,90	NiO	0,06	0,10
Cr ₂ O ₃	0,68	Не обн.	H ₂ O ⁺	2,11	12,97
FeO	4,27	1,22	С у м м а	97,86	100,32
MnO	0,07	0,02	Fe · 100	9,93	1,59
MgO	21,59	42,10	Fe + Mg		

1 — тремолит, Эгийнгольский массив, обр. 1108а; 2 — антигорит, Хутульский массив, обр. P-24. Анализы выполнены на микрозонде.

= 1,666–1,679) клинопироксен отвечает разностям диопсид-геденбергитового ряда с низкой железистостью.

Акцессорный хромшпинелид постоянно присутствует в лерцолитах. Он хорошо просвечивает в шлифах, имеет более светлую окраску, чем в дунитах и гарцбургитах, доходящую до желтого цвета, что обусловлено более глиноземистым составом минерала в лерцолитах. В этих породах акцессории всегда ксеноморфны по отношению к породообразующим минералам.

Все изученные лерцолиты в разной степени серпентинизированы. Наиболее свежие разности встречаются в Эрдэниулинском II и Наранском массивах. Серпентинизации подвергается главным образом оливин, в меньшей мере — ортопироксен. Среди серпентиновых минералов преобладает игольчатый антигорит, в меньших количествах отмечаются лизардит первой и второй генераций. Наряду с серпентиновыми минералами встречаются магнезит, тальк, тремолит. Анализ тремолита из лерцолита приведен в табл. 3. В его составе обнаружены значительные количества алюминия, хрома и натрия. И тальк, и тремолит появляются только в ассоциации с антигоритом. Тремолит обычно замещает моноклинный пироксен, но иногда он развивается и по ортопироксену. Серпентинизация лерцолитов сопровождается выделением железа в виде самостоятельной фазы — магнетита, мелкими зернами которого насыщены серпентиновые минералы. Этим обусловлена высокая магнезиальность антигорита из лерцолита (см. табл. 3). В отдельных образцах лерцолитов отмечаются жилки офита.

ВЕРЛИТЫ

Верлиты в настоящее время известны лишь в составе массивов, располагающихся в каледонских складчатых структурах. Наиболее широко они распространены в Их-Хаджумском, Армакгольском и Джаргалантуйском массивах, известны также в Шишхидгольском массиве и в массивах Баянлэгского и Северо-Гобийского гипербазитовых поясов. Пространственно верлиты тяготеют к контактам гипербазитов с прорывающими их телами габбро, хотя они наблюдаются и вне видимой связи с последними. Верлиты образуют линзо- и жилкообразные тела неправильной и удлинненной формы среди серпентинизированных дунитов или серпентинитов. Обычно верлиты в значительной мере серпентинизированы. Макроскопически они представляют собой темно-серого цвета породы, часто порфириовидного сложения. Порфириовидные выделения в них представлены призматическими зернами моноклинного пироксена, размеры которых варьируют в широких пределах, достигая иногда 2 см и более в длину.

Выделения клинопироксена заключены в мелкозернистом агрегате оливина, обычно сильно серпентинизированного. Оптические константы оливина ($2V = +87$ до $\pm 90^\circ$, $N_g = 1,696-1,688$) указывают на колебание его железистости от 9 до 12%. Как показано ниже, согласно данным рентгеноспектрального анализа, железистость его местами достигает 19%. Моноклинный пироксен по оптическим свойствам близок к диопсиду ($2V_{Ng} = 57-58^\circ$, $N_g = 1,693-1,696$, $N_p = 1,662-1,671$). Оливин обычно сохраняется лишь в виде реликтов, и тогда клинопироксен заключен в агрегате серпентина, пред-

ставленного чаще лизардитом второй генерации, иногда с конвертообразной структурой. При незначительной серпентинизации развит петельчатый лизардит. В ячейках лизардитовых петель местами располагается листоватый антигорит или почти изотропный криптокристаллический серпентин (офит).

Кроме перечисленных минералов, в верлитах некоторых массивов отмечают ксеноморфные выделения плагиоклаза или продукты его разложения, представленные эпидотом, хлоритом, карбонатом и другими фазами. Иногда в верлитах встречается амфибол типа паргасита, который замещает клинопироксен. Акцессорные минералы верлитов представлены неправильной формы зернами метаморфозованных хромшпинелидов, встречающихся достаточно редко, а также скоплениями тонкодисперсного магнетита, образующего просечки и "сыпь" в серпентинитовых жилках. Иногда в верлитах встречается примесь мелких зерен сульфидов (пирит, халькопирит, пентландит), как в Ихэдуланском [99] и Шишхидгольском [102] гипербазитовых массивах.

ПИРОКСЕНИТЫ

В группу пироксенитов входят вебстериты, энстатиты, бронзиты, диопсиды. Наиболее распространены в гипербазитовых массивах Монголии вебстериты и диопсиды. В энстатитах и бронзитах наряду с ортопироксеном часто в малых количествах (до 5%) присутствует клинопироксен.

Распространенность пироксенитов в различных массивах дана в табл. 1. Наиболее свежие разности вебстеритов присутствуют в Наранском массиве, а их измененные аналоги — в Тайширинском. Диопсиды, часто содержащие оливин, широко распространены в Армакгольском, Джаргалантуйском и Их-Хаджумском массивах. Мономинеральные диопсиды, сложенные гигантозернистыми кристаллами моноклинного пироксена, часто встречаются в Барунбянском массиве, где они чередуются с пегматоидными разностями вебстеритов. Диопсиды, как и верлиты, широко распространены лишь в тех массивах, которые прорываются более поздними габброидами.

Тесная генетическая связь диопсидов с габброидами подчеркивается их отсутствием в тех гипербазитовых массивах, где не обнаружены тела более поздних габбро или их гипабиссальных аналогов. В ряде случаев мономинеральные диопсиды возникают в результате родингитизации габброидов, образуя разной мощности зоны среди других типов кальциево-силикатных пород. В таких диопсидитах обычно отсутствуют акцессорные рудные минералы. В отдельных массивах (Ихэдуланский, Баргильский, Найтуринский, Уланхудукский и др.) широко представлены будинированные тела родингитов, наряду с которыми встречаются будины мономинеральных диопсидов. Химический состав клинопироксенов из таких диопсидитов часто аналогичен составу пироксенов из родингитов. Это свидетельствует о происхождении некоторых разновидностей диопсидов в результате кальциевого метасоматоза, связанного с процессом родингитизации. Образование остальных типов пироксенитов связано с воздействием более поздних габброидов на гипербазиты.

Вебстериты представляют собой, как правило, относительно свежие породы темно-серого или зеленовато-серого цвета. Разности, обогащенные ортопироксеном, имеют коричневый оттенок. Структура их меняется от мелкозернистой до крупно-, иногда гигантозернистой. На свежих сколах хорошо различаются ярко-зеленые зерна клинопироксена и коричневые, иногда с бронзовым отливом, зерна ортопироксена. Текстура этих пород преимущественно массивная, реже — такситовая. Под микроскопом в слабо серпентинизированных разностях отчетливо выделяется гранобластическая структура, обусловленная наличием широкопластинчатых зерен преобладающего клинопироксена. Количественно подчиненный ему ортопироксен образует более мелкие, но не менее совершенные по форме кристаллы. Встречаются разности, где преобладает ортопироксен, однако обычно его количество не превышает 10–15%.

Акцессорные минералы представлены хромшпинелидом, в составе которого в значительных количествах может присутствовать магнетитовый минал. В отдельных образцах вебстеритов встречен акцессорный магнетит. Широкие призмы клинопироксена часто разбиты густой системой трещин отдельности, ориентированных параллельно плоскости первого пинакоида. По оптическим константам клинопироксен из вебстеритов относится к слабозеленым диопсидам с железистостью $1-12\%$ ($2V_{Np} = 60-67^\circ$, $cNg = 36-$

Таблица 4

Химический состав амфиболов из пироксенитов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,13	49,00	53,21	53,23	51,94	54,48	54,63
TiO ₂	0,17	0,13	0,11	0,14	0,46	He обн.	0,06
Al ₂ O ₃	11,64	9,08	3,63	3,12	5,83	4,00	2,07
Cr ₂ O ₃	2,29	2,14	0,14	0,09	0,24	0,17	0,35
FeO	2,35	2,65	8,49	6,94	8,49	8,60	7,55
MnO	0,05	0,08	0,18	0,10	0,15	0,28	0,15
MgO	18,84	19,78	18,71	19,27	19,26	19,57	19,95
CaO	12,46	12,16	11,72	12,26	11,25	11,18	11,98
Na ₂ O	1,94	1,63	0,46	0,38	0,82	0,57	0,27
NiO	He опр.	0,07	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04
H ₂ O*	2,13	2,13	2,11	2,09	2,14	2,16	2,13
С у м м а	99,00	98,85	98,80	97,65	100,63	101,05	99,18
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg}$	6,54	7,02	20,28	16,87	19,80	19,83	9,93

1 и 2 — энстатиты, Эгийнгольский массив, обр. 3043-9а, 1107а; 3—7 вебстериты, Тайширинский массив, обр. 1123д, 1124б, 1123ж, 1124а, 1124. Анализы выполнены на микрозонде.

40°, $Ng = 1,694-1,704$, $Np = 1,666-1,678$, $Ng-Np = 0,024-0,028$). По данным микрозондового анализа, средняя железистость его близка к 12%.

Очень часто, а в Тайширинском массиве практически всегда клинопироксен замещается амфиболом тремолит-актинолитового ряда с повышенной железистостью (табл. 4). Слабо окрашенный в светло-зеленый цвет амфибол развивается в виде лучистых агрегатов по трещинам спайности и по периферии зерен клинопироксена. Местами внутри зерен амфибола сохраняются небольшие реликтовые участки клинопироксена. Наряду с клинопироксеном амфиболизация подвергается и ортопироксен. При этом в парагенезисе с актинолитом появляются тальк, антигорит, хлорит. Вторичный амфибол характеризуется высокой железистостью и повышенными содержаниями глинозема, количество которого изменяется в пределах 2,07—5,83 вес. %. Большая часть алюминия в структуре актинолита располагается в четвертой координации.

В отличие от амфиболов из тремолититов и нефритов (см. ниже) актинолиты из вебстеритов обогащены титаном, хромом, марганцем и натрием. Антигорит, появляющийся в парагенезисе с актинолитом и тальком при замещении ортопироксена, имеет необычную высокую железистость, в несколько раз превышающую железистость антигоритов из других пород.

Ортопироксен вебстеритов в проходящем свете бесцветен, изредка окрашен и плеохроирует в светло-коричневых тонах. В нем хорошо выражена спайность по призме. В вебстеритах Наранского массива в ортопироксене широко развиты структуры распада твердых растворов, представленные тонкими ламеллями клинопироксена. Максимальная концентрация их приурочена к внутренним частям кристаллов пироксена. Оптические характеристики ($2V = +83$ до -89° , $Ng = 1,687-1,695$, $Np = 1,675-1,683$, $Ng-Np = 0,012$) показывают, что состав ортопироксенов колеблется в пределах $Эн_{75-82}$. По данным рентгеноспектрального анализа, железистость этих ортопироксенов несколько ниже.

Наряду с отмеченными вторичными изменениями ортопироксена из вебстеритов, обогащенных этим минералом, а также в ортопироксенитах можно наблюдать замещение ортопироксена антигоритом повышенной железистости (табл. 5), с образованием гомосеовых псевдоморфоз бастита. Иногда вторичные изменения ортопироксенов сопровождаются образованием тонкодисперсного магнетита.

Энстатиты и бронзититы распространены ограниченно. Они иногда содержат примесь клинопироксена и в этих случаях характеризуются вебстеритовым парагенезисом. Кроме того, в их составе отмечается оливин. Изменения этих пород аналогичны тем,

Таблица 5

Химический состав антигоритов из вебстеритов Тайширинского массива (вес. %)

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO ₂	40,50	41,39	CaO	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	0,64	0,74	NiO	0,04	0,04
FeO	18,02	14,89	H ₂ O*	12,10	12,04
MgO	29,24	29,98	С у м м а	101,07	99,73
MnO	0,31	0,50	$\frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg}$	25,72	21,77
Cr ₂ O ₃	0,20	0,12			

1 — обр. 1123ж, 2 — обр. 1123г. Анализы выполнены на микрозонде.

какие наблюдались в вебстеритах. В энстатиттах Эгйингольского массива ортопироксен замещается амфиболом, в парагенезисе с которым присутствуют тальк и оливин. Наличие оливина, а не антигорита, очевидно, указывает на более высокотемпературные условия замещения. Амфибол по оптическим параметрам и данным рентгенометрии диагностируется как тремолит. Однако по результатам рентгеноспектрального анализа (табл. 4, обр. 3043-9а и 1107а) данный амфибол имеет необычный для тремолита состав. В частности, соотношение магния и кальция в нем такое же, как в кальциевых амфиболах тремолит-актинолитового ряда, а содержание алюминия и натрия — как в роговых обманках. Необычный состав этого тремолита подчеркивается и высоким содержанием окиси хрома. Не исключено, что такие амфиболы в гипербазитах встречаются достаточно часто.

Как в вебстеритах, так и в ортопироксенитах в ортопироксене иногда видны следы пластической деформации, выражающиеся в волнистом погасании и наличии полос сброса. Клинопироксен в них обычно не деформируется. Лишь в мономинеральных диопсидитах можно наблюдать пластические и хрупкие деформации клинопироксена. Часто такие пироксениты хлоритизированы. В меньшей степени, чем в вебстеритах, в диопсидитах по клинопироксену образуется амфибол тремолит-актинолитового ряда. В разностях, содержащих оливин, последний почти нацело замещается серпентином.

СЕРПЕНТИНИТЫ

Серпентиниты слагаются разными минеральными разновидностями серпентиновых минералов, важнейшие из которых — лизардит, хризотил и антигорит. По преобладающему минералу серпентиниты соответственно подразделяются на лизардитовые, хризотилевые и антигоритовые. Если присутствуют несколько разновидностей серпентиновых минералов, то породы называются серпентинитами смешанного состава. По структурно-морфологическим признакам главные минералы серпентинитов, в свою очередь, подразделяются на лизардиты первой и второй генераций, антигориты первой и второй генераций, а также бацит антигоритовый. Среди хризотилов выделяется несколько морфологических разновидностей [141]. Кроме того, встречаются серпентиниты, сложенные бесструктурным офитом, который, в свою очередь, подразделяется на несколько генераций [8, 15].

Лизардитовые серпентиниты, особенно мономинеральные их разности, не содержащие примеси других серпентинитовых минералов и характеризующиеся массивной текстурой, распространены в тех массивах, которые вмещаются толщами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В пространственном распределении лизардитовых серпентинитов можно отметить следующую закономерность. В центральных частях массивов, где сохраняются реликты серпентинизированных дунитов или перидотитов, обычно развит петельчатый лизардит первой генерации. К периферии массивов с увеличением степени серпентинизации оливин внутри петель начинает замещаться конвертообразным лизардитом второй генерации. Одновременно увеличиваются сланцеватость и связанная с ней перекристаллизация серпентинитов с появлением в их составе хризотила и антигорита.

Таблица 6

Химический состав лизардитов из серпентинитов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,23	44,11	43,20	42,79	43,86	44,15
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,30	0,55	Не обн.	0,02
Cr ₂ O ₃	"	"	0,17	0,02	"	Не обн.
FeO	2,16	2,11	3,21	3,77	2,97	5,66
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,03	Не обн.	0,02
MgO	41,76	41,20	40,68	41,31	41,18	38,33
CaO	0,03	0,03	0,03	Не обн.	0,02	0,03
NiO	0,11	0,11	0,20	0,24	0,11	0,24
H ₂ O*	13,08	12,97	12,90	12,97	13,01	12,90
Сумма	101,37	100,53	100,69	101,68	101,13	101,35
Fe · 100 Fe + Mg	2,79	2,77	4,28	4,81	3,87	7,68

1 и 2 — Хутульский массив, обр. P-22-1, P-22-2; 3—5 — Барунбаянский массив, обр. 3020-2, 3025, 3003-4; 6 — район слияния рек Ур-Гол и Эгийн-Гол, обр. 3023-4. Анализы выполнены на микрозонде.

Перекристаллизация лизардитовых разностей в серпентиниты смешанного лизардит-хризотилового, лизардит-хризотил-антигоритового, а также лизардит-антигоритового составов наблюдается внутри массива по зонам залеченных прототрещин. Последние служили путями циркуляции растворов, приведших к перекристаллизации лизардитовых серпентинитов. Такая же картина наблюдается в случае прорывания гипербазитов более молодыми интрузиями габброидов, гранитоидов или дайковых пород. Здесь тоже видно зональное распределение различных типов серпентинитов по отношению к контакту с прорывающими интрузиями: по мере удаления от контакта антигоритовые разности сменяются смешанными разностями и затем лизардитовыми серпентинитами.

Химический состав лизардитов из лизардитовых серпентинитов приведен в табл. 6. Как видно, состав этой разновидности серпентина довольно прост, количество примесных компонентов очень мало, натрия и титан не обнаружены. На уровне сотых долей процента присутствуют марганец и кальций. Никель обнаружен во всех образцах, хром и алюминий — только в части из них. В отличие от петельчатого лизардита первой генерации из дунитов лизардит породообразующий имеет в среднем низкую железистость и содержит в небольших количествах алюминий.

Серпентиниты смешанного состава, располагающиеся между лизардитовыми и антигоритовыми разностями, часто секутся жилками офита или хризотил-асбеста. Хризотил в составе смешанных серпентинитов образует сложные сращения с другими серпентинитовыми минералами. Изредка хризотилевые разности встречаются в виде мелких обособленных сноповидных скоплений или в виде жилок. Мономинеральные хризотилевые серпентиниты не обнаружены. В пределах Наранского массива вблизи даек микрогаббро, рвущих гипербазиты, совместно с вторичными дунитами широко представлены серпентиниты смешанного состава, сменяющиеся вблизи даек антигоритовыми, а в противоположную сторону — лизардитовыми разностями [8]. Изучен состав жильных офитов (табл. 7) 1-й и 2-й генераций из этих серпентинитов. Оба они имеют близкий состав и несколько отличаются лишь железистостью. В них отсутствуют титан, кальций, марганец и щелочи. В отличие от других серпентинитовых минералов офиты содержат в более значительных количествах хром.

Антигорит, слагающий участки антигоритовых серпентинитов вблизи контактов с дайками и вмещающие жилки вторичных дунитов, характеризуется таблитчатым и игольчатым габитусом выделений. В составе этих антигоритов не обнаружены титан, марганец, хром, кальций, щелочи, но в малых количествах присутствует алюминий (см. табл. 7). Среди антигоритовых серпентинитов в контакте с дайками микрогаббро отмечено присутствие наиболее магнезиальных разностей вторичного оливина, что указывает на рекристаллизацию серпентинитов в условиях повышенного парциального давления кислорода.

Т а б л и ц а 7

Химический состав антигоритов и офитов Наранского массива (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	43,72	44,18	43,79	41,61	41,93
Al ₂ O ₃	Не обн.	0,08	Не обн.	0,28	0,22
FeO	3,98	0,71	0,58	2,33	1,40
MgO	39,59	42,27	41,78	41,27	41,09
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,27	0,21
NiO	0,27	0,03	0,03	0,07	0,08
H ₂ O*	12,83	13,03	12,87	12,64	12,59
С у м м а	100,39	100,30	99,05	98,47	97,52
Fe · 100 Fe + Mg	5,36	0,92	0,75	3,06	1,88

1—3 — антигориты, обр. 1200а, 736а, 1200г; 4 — офит 1-й генерации, обр. 736а-1; 5 — то же, 2-й генерации, обр. 736а-2. Анализы выполнены на микрозонде.

Т а б л и ц а 8

Химический состав жильных хризотил-асбестов (вес. %)

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO ₂	44,14	42,89	43,83	CaO	0,04	0,02	Не опр.
Al ₂ O ₃	0,16	0,46	0,07	NiO	0,12	0,17	0,02
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,03	Не обн.	H ₂ O*	12,82	12,90	13,12
FeO	1,56	2,04	1,11	С у м м а	98,70	100,12	101,47
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Fe · 100	2,18	2,63	1,37
MgO	39,86	41,61	43,32	Fe + Mg			

1 — Хутульский массив, обр. 3160; 2 и 3 — Барунбаянский массив, обр. 3019-3-1. Анализы выполнены на микрозонде.

Состав хризотила, входящего в серпентиниты смешанного состава, вследствие сложности взаимоотношений с другими серпентинитовыми минералами исследовать не удалось. Однако в этих же породах он слагает жилки различной мощности, из которых были проанализированы три его образца (табл. 8). Как и в других типах серпентинитов, в хризотил-асбесте отсутствуют титан, марганец и щелочи. Другие элементы-примеси обнаружены в переменных количествах.

Сравнивая различные серпентинитовые минералы, можно заметить, что все они имеют близкий химический состав. Вместе с тем лизардит петельчатый, судя по имеющимся данным, отличается наибольшей железистостью и в его составе отсутствует алюминий. Характеризуя пространственное положение различных типов серпентинитов внутри массивов, отметим приуроченность антигоритовых серпентинитов к тем массивам, которые вмещаются толщами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации и выше. Хотя в этих массивах и могут присутствовать лизардитовые серпентиниты, но преобладают все же антигоритовые разновидности. Хризотил приурочен главным образом к серпентинитам смешанного состава, с которыми связаны практически все рудопроявления хризотил-асбеста.

Во многих массивах (Алагульский, Эгийнольский, Барунбаянский) прослеживается пространственно-генетическая связь различных типов пород с прорывающими гипербазиты гранитоидами. В этих случаях непосредственно в контакте с гранитами развиты тальк-карбонатные породы, сменяющиеся по мере удаления от контакта антигоритовыми серпентинитами и далее — серпентинитами смешанного состава, в которых локализована хризолит-асбестовая минерализация. Последняя наблюдается в виде линейных

зон, содержащих прожилки хризотил-асбеста, залечивающие прототрещины в серпентинизированных перидотитах. Реликты перидотитов фиксируются как "ядра" внутри зон хризотил-асбестового оруденения. Наряду с серпентиновыми минералами в составе серпентинитов в различных соотношениях встречаются тальк, хлорит, магнезит. В тесных срастаниях с антигоритом в антигоритовых серпентинитах часто присутствует тремолит и реже антофиллит. Местами наблюдаются клинопироксен и гидрогранат.

Заканчивая характеристику серпентинитов, отметим, что серпентинизация гипербазитов в исследованных массивах имеет наложенный, аллометаморфический характер, что вытекает из временных взаимоотношений различных серпентиновых минералов. Если бы этот процесс был автометаморфическим, т. е. связанным с кристаллизацией и последующим остыванием гипербазитов, то антигорит должен был бы сменяться хризотилом и в конечную стадию — лизардитом. Структурно-морфологические признаки указывают на то, что в первую очередь развивается лизардит, на который позже "накладывается" хризотил. Оба эти минерала при соответствующих условиях перекристаллизуются в антигорит.

ТРЕМОЛИТИТЫ

Тремолититы представляют собой породы, сложенные широкопризматическими зернами амфибола тремолит-актинолитового ряда, которые обычно не образуют спутанно-волокнутой структуры. Кроме амфибола, в их составе иногда отмечаются антигорит, метаморфизованные зерна хромшпинелидов и хлорит, развивающийся по хромшпинелидам. В ассоциации с хлоритом очень часто встречается магнетит. Иногда в тремолититах присутствуют гранат и карбонат.

Ниже рассмотрены лишь тремолититы апогипербазитовой природы. Мы не будем касаться тех типов тремолититов, которые сформировались в результате метаморфизма пород основного состава и в пределах Монголии распространены весьма ограниченно. Нами они встречены только в двух пунктах. Напротив, первый тип тремолититов распространен очень широко, и его апогипербазитовая природа определяется по присутствию реликтов минералов гипербазитов. Геологическими наблюдениями установлена тесная пространственная связь этих тремолититов с родингитами. Но в отличие от последних тремолититы всегда располагаются среди серпентинитов в экзоконтакте с породами основного состава, в различной степени родингитизированными или полностью превращенными в родингиты.

Распространенность тремолититов в гипербазитовых массивах Монголии показана в табл. 1. В некоторых случаях среди тремолититов отмечаются разности, отвечающие по своей структуре нефритам. Кроме отчетливо выраженных жилкообразных тел, залегающих среди серпентинитов, тремолититы местами образуют маломощные (1—5 см) жилки среди нефритов. Это хорошо видно в Барунбаняском гипербазитовом массиве, где в коренном проявлении нефриты секутся жилами, сложенными широкопризматическим тремолитом.

Подобные взаимоотношения тремолититов и нефритов, свидетельствующие о наложенном, более позднем процессе образования призматически зернистых тремолититов, согласуются с данными А.П. Секерина [153]. Он показал, что фибробластический тремолит-актинолит, слагающий нефриты, — метастабильная фаза по отношению к его широкопризматической разности. Это дает основание предполагать, что если не всегда, то очень часто широкопризматические тремолититы образуются в результате рекристаллизации нефритов, имеющих спутанно-волокнутую структуру. Последнее подтверждается и наличием в тремолититах реликтовых участков со спутанно-волокнутой структурой.

Процесс рекристаллизации нефритов в тремолититы связан, вероятно, не только с длительностью процесса амфиболизации серпентинитов [152], но и с повышением температуры этого процесса. Показано [76], что волокнустые разности амфиболов образуются в низкотемпературной части поля их устойчивости. Увеличение длительности процесса и повышение температуры приводит к образованию широкопризматических разновидностей амфиболов.

Тремолититы макроскопически представляют собой светлые с зеленоватым оттенком или серо-зеленые зернистые породы, обычно в той или иной степени рассланцованные. В районе г. Эрдэни-Ула (массив Эрдэниулинский I) встречены тремолититы светло-

Таблица 9

Химический состав амфиболов из тремолититов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57,93	56,57	56,57	58,11	56,77	57,02	59,90	57,88
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	0,61	0,16	0,16	0,76	0,36	0,15	0,31	0,14
Cr ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06	0,02
FeO	3,09	2,92	3,07	3,05	6,70	5,69	6,54	2,20
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,12	0,02
MgO	22,36	20,91	21,40	22,37	19,96	20,79	22,38	22,45
CaO	12,95	16,84	16,08	13,27	13,05	13,22	10,10	13,64
Na ₂ O	0,14	0,04	Не обн.	0,08	0,05	0,06	0,59	0,18
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,19	0,03
H ₂ O ⁺	2,18	2,15	2,15	2,18	2,13	2,14	2,14	2,17
С у м м а	99,26	99,59	99,53	99,82	99,02	99,07	99,37	98,74
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg}$	7,19	7,28	7,45	7,03	15,85	13,28	14,07	5,20

1—4 и 6 — Баянхонгорский гипербазитовый пояс, обр. 1819-2, 1835а, 1835а-1, 1834а, 1824; 5 — слияние рек Ур-Гол и Эгийн-Гол, обр. 3029; 7 — Эрдэниулсинский массив, обр. 11386; 8 — Уланху-дуский массив, обр. 1863-5. Анализы выполнены на микрозонде О.С. Хмельниковой (1—6), В.Н. Королюком (7) и Н.А. Яковлевой (8).

синего цвета. В свежем сколе видны сильно деформированные, изогнутые зерна амфибола. В шлифах амфибол представлен разной величины бесцветными длиннопризматическими, обычно расщепляющимися на концах зернами, имеющими оптически положительное удлинение. В их поперечных срезах видны две системы трещин спайности, пересекающихся под углом 55°. Наряду с призматическими кристаллами встречаются игольчатые и крупно-волокнистые зерна, длина которых намного превышает их ширину. Местами амфибол в шлифах имеет бурую окраску, обусловленную гипергенными гидроокислами железа. Оптические свойства амфибола ($2V_{Np} = 82-86^\circ$, $cNg = 14-17^\circ$, $Ng = 1,625-1,634$, $Np = 1,599-1,607$, $Ng-Np = 0,024-0,032$) отвечают маложелезистым разновидностям тремолита и актинолита [168].

При изучении состава амфиболов из тремолититов (табл. 9) установлено, что они содержат ограниченные количества титана, хрома и марганца, а также весьма малые количества алюминия и натрия. Железистость амфиболов колеблется в пределах 5,20—15,85%. По этому параметру все изученные амфиболы тремолититов соответствуют тремолитам [43]. Широкопризматический амфибол из жилки, секущей нефрит (обр. 3029), оказался более железистым по сравнению с амфиболом нефрита. Алюминий в структуре этого амфибола согласно пересчету на кристаллохимическую формулу находится и в четверной, и в шестерной координации. В трех образцах амфиболов количество кальция оказалось заметно повышенным по сравнению с теоретической формулой тремолита.

Мелкочешуйчатый хлорит, встречающийся в тремолититах, часто бесцветный, иногда слабо окрашен и плеохроирует от бледно-желтого по Ng до светло-зеленого по Np . Обычно он имеет аномальные цвета интерференции. Поскольку этот хлорит развивается главным образом по хромшпинелиду, а форма его выделений и оптические характеристики соответствуют хлоритам, замещающим этот минерал в ультраосновных породах [8], вероятнее всего, что по составу он отвечает хромсодержащему клинохлору — кеммерериту. Хлорит в тремолититах обычно содержится в количестве до первых процентов, однако встречаются разности этих пород, содержащие его до 20—30%.

Хромшпинелиды присутствуют в тремолититах в виде зерен неправильной формы, часто раздробленных и замещенных по периферии или полностью магнетитом. Изредка наблюдались правильные многогранные сечения минерала, просвечивающие во внутренних зонах темно-коричневым и бурым цветом. В качестве продуктов вторичного изменения амфибола в тремолититах встречаются гранат и карбонат. Последний образуется на наиболее поздних стадиях преобразования пород; его микрожилки секут все минералы. В

гипергенных условиях тремолититы пронизываются тонкими жилками окислов и гидроксидов железа с примесью карбоната, окрашивающими их в коричневый цвет.

Таким образом, тремолититы формируются по ультраосновным породам вблизи их контактов с родингитами и родингитизированными породами основного состава. Исходя из наблюдаемых взаимоотношений тремолититов с нефритами можно заключить, что образование широкопластинчатых тремолититов (в тех случаях, когда отсутствуют другие признаки) связано с процессом перекристаллизации нефритов.

НЕФРИТЫ

Нефриты, как и тремолититы, сложены амфиболом тремолит-актинолитового ряда, однако в отличие от них имеют тонкозернистую, спутанно-волокнистую структуру. Тонкие игольчатые и волокнистые индивидуумы амфибола хаотически переплетены между собой, образуя войлокоподобный агрегат. Такая структура обеспечивает нефриту высокую вязкость. Из-за внешнего сходства в образце не всегда удается отличить нефрит от тремолитита. Поэтому диагностика нефрита возможна только под микроскопом.

Нефрит — один из широко распространенных поделочных камней. Благодаря его способности хорошо обрабатываться и полироваться, высокой вязкости и красивой окраске (зеленый различной интенсивности и оттенков, реже — другие цвета, в том числе белый и черный) нефрит используется человеком с древнейших времен и до настоящего времени.

В процессе изучения альпинотипных гипербазитов Монголии наряду с тремолититами нами были обнаружены проявления нефрита. Так, в Баянхонгорском гипербазитовом поясе, в южном экзоконтакте габброидного интрузива горы Ихэ-Дулан-Ула в серпентинитах выявлены многочисленные жилы тремолититов разной мощности и протяженности, которые на отдельных участках по своей структуре соответствуют нефритам. Другое проявление нефритов находится на правом берегу р. Мурэн-Гол (Восточная Монголия), в 68 км к западу от сомона Мурэн. Здесь среди серпентинитов на контакте с габброидами обнаружены выходы тремолититов, отвечающих по своим свойствам нефритам. Нефриты отличаются высокой вязкостью, имеют спутанно-волокнистую структуру и окрашены в светло-зеленый цвет. Габброиды на контакте с серпентинитами в обоих пунктах сильно родингитизированы либо полностью превращены в родингиты. В нефритах, кроме тремолита, присутствуют метаморфизованные зерна хромшпинелидов, магнетит и хлорит.

Нефрит встречен также в серпентинитах Барунбаянского массива (Восточнее Прихубсугулье), в жиле длиной около 10 м и мощностью 0,8–1,5 м. В этом пункте во внутренних частях блоков нефрит имеет зеленую с голубоватым оттенком окраску, которая на поверхности блоков переходит в грязно-зеленую. Кроме того, в нефрите отмечаются метаморфизованные зерна хромшпинели, магнетит, реже — хлорит и тальк. Последние распределены в нефрите весьма неравномерно. В этом проявлении нефриты секутся различно ориентированными жилками широкопризматического тремолита.

Как отмечалось, нефрит обычно имеет почти мономинеральный состав и сложен амфиболом тремолит-актинолитового ряда. В незначительных количествах в нем присутствуют аксессуарные хромшпинелиды, метаморфизм которых приводит к замещению их магнетитом, иногда в парагенезисе с хлоритом. Очень редко в составе нефритов отмечается тальк. Среди спутанно-волокнистого агрегата амфибола обнаружены широкопризматические разности с двумя пересекающимися под углом 55° системами трещин спайности. Оптические контакты амфиболов из нефритов ($2V_{Np} = 80-86^\circ$, $cNg = 20-22^\circ$, $Ng = 1,624-1,632$, $Np = 1,602-1,610$, $Ng-Np = 0,022-0,028$) свидетельствуют о его низкой железистости [168]. По сравнению с амфиболом из тремолититов у амфибола из нефритов больше углы погасания.

Метаморфизованные хромшпинелиды, изредка просвечивающие в проходящем свете в центральных участках зерен коричнево-бурым цветом, обычно имеют зерна неправильной формы, размеры которых варьируют от 0,1 до 1,5 мм в поперечнике. Хлорит всегда бесцветный, в разностях, развивающихся по хромшпинелидам, имеет аномальные цвета интерференции. Для изучения химического состава амфиболов из нефритов на микрозонде проанализировано шесть образцов (табл. 10). Судя по полученным данным, все эти амфиболы по составу относятся к тремолиту. В них отсутствуют титан, хром и

Таблица 10

Химический состав тремолитов из нефритов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	57,82	57,84	58,09	58,42	58,08	57,89
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,75	0,25	0,21	0,67	0,21	0,16
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO	4,16	4,94	4,15	3,59	3,86	4,06
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	21,32	20,96	21,46	21,71	21,92	21,47
CaO	13,05	13,09	13,43	12,75	13,14	13,32
Na ₂ O	0,06	0,05	0,03	0,25	0,03	0,05
H ₂ O*	2,16	2,16	2,17	2,18	2,17	2,16
С у м м а	99,32	99,29	99,54	99,57	99,41	99,11
Fe · 100	9,86	11,72	9,78	8,49	8,99	9,59
Fe + Mg						

1 — гора Хэнтэй (р. Мурэн-Гол), обр. 3048-4; 2, 3, 5 и 6 — слияние рек Ур-Гол и Эгийн-Гол, обр. 3023-5, 3029, 3023-7, 3023-6; 4 — Ихэдуланский массив, обр. 1819-1. Анализы выполнены на микрозонде О.С. Хмельниковой.

Таблица 11

Средние химические составы тремолитов из нефритов и тремолититов (вес. %)

Компонент	Нефриты (6)		Тремолититы (8)	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S
SiO ₂	58,02	0,23	57,22	0,65
Al ₂ O ₃	0,38	0,26	0,33	0,24
FeO	4,13	0,45	4,16	1,83
MgO	21,47	0,33	21,58	0,95
CaO	13,13	0,24	13,64	2,07
Na ₂ O	0,08	0,08	0,14	0,19
H ₂ O*	2,17	—	1,15	—
С у м м а	99,38		99,22	

В скобках — число анализов, по которым рассчитаны средние содержания компонентов.

марганец. Алюминий и натрий содержатся в ограниченных количествах. В отличие от тремолититов в амфиболе из нефритов менее значительны колебания железистости. В нем весь алюминий согласно пересчету на кристаллохимическую формулу располагается в шестерной координации.

Сравнение амфиболов из тремолититов и нефритов по критерию Стьюдента (табл. 11) показывает, что они имеют близкий состав по всем компонентам, за исключением кремнезема, количество которого выше в амфиболе из нефритов (отличия с 99%-ным порогом вероятности). Следует указать также на меньшие вариации состава амфиболов из нефритов по сравнению с тремолититами. Одно из принципиальных отличий амфиболов этих пород заключается в том, что в тремолитах из нефритов весь алюминий находится в шестерной координации, тогда как в тремолитах из тремолититов он присутствует и в четверной, и в шестерной координациях. Это в какой-то мере может указывать на повышенные давления при формировании нефритов.

В заключение отметим некоторые особенности нефритов и слагающих их амфиболов. Изученные в пределах Монголии нефриты, генетически связанные с гипербазитами, образуются в результате метасоматических преобразований ультраосновных

пород, реликты минералов которых всегда присутствуют в нефритах. Повсеместно нефриты приурочены к краевым зонам серпентинитовых тел, контактирующих с более поздними габброидами, обычно в той или иной мере родингитизированными. Среди несерпентинизированных разновидностей гипербазитов нефриты не отмечаются. Это согласуется с данными других исследователей [86, 152, 191, 204], свидетельствующими, что генетический тип нефритов, связанных с ультраосновными породами, встречается только среди серпентинитов. В настоящее время в литературе нет указаний на находки нефритов среди несерпентинизированных ультраосновных пород.

Совокупность приведенных данных подтверждает, что нефриты образуются в процессе преобразования альфинотипных гипербазитов в контакте с алюмосиликатными породами основного состава, имеющими как магматическое, так и осадочное или метаморфическое происхождение. При этом окружающие ультраосновные породы всегда представлены серпентинитами, а алюмосиликатные породы родингитизированы. Амфибол, слагающий нефриты, имеет волокнистый габитус и по составу отвечает тремолиту. В нем обычно отсутствуют титан, хром и марганец, а натрий и алюминий присутствуют в ограниченных количествах. В отличие от тремолитов из тремолититов и других пород в тремолите из нефритов алюминий находится почти исключительно в шестерной координации.

РОДИНГИТЫ

Эти кальций-силикатные метасоматические породы широко распространены среди гипербазитовых массивов Монголии. Ниже приведена их краткая характеристика. Более подробно сведения о родингитах Монголии изложены в специальной работе [5].

Родингиты чаще встречаются среди полностью серпентинизированных и интенсивно динамометаморфизованных гипербазитовых массивов. В несерпентинизированных гипербазитах они не были обнаружены. Обычно родингиты образуют небольшие по размеру линзо- или жиллообразные тела или будины в расланцованных серпентинитах либо слагают эндоконтактные зоны прорывающих гипербазиты габброидных интрузивов. Реже они возникают за счет полевошпатсодержащих пород основного состава рамы в контакте с гипербазитами.

Родингиты представлены массивными мелкозернистыми светлоокрашенными разновидностями с повышенным удельным весом. Различные оттенки окраски родингитов обусловлены входящими в их состав породообразующими минералами. Часто родингиты наследуют текстурный рисунок тех пород, по которым они образовались в результате метасоматической переработки. Наряду с массивными встречаются такситовые и порфириовидные разновидности родингитов. В порфириовидных родингитах вкрапленники представлены гранатом, везувианом, клинопироксеном. Реже в них встречается хлорит. Состав вкрапленников нередко отличается от состава входящих в основную ткань породы одноименных минералов.

Родингиты содержат широкий спектр породообразующих минералов: гранат, везувиан, клинопироксен, амфиболы, эпидот, цоизит, клиноцоизит, волластонит, хлориты, в небольших количествах в них встречаются сфен, магнетит, биотит, плагиоклаз, пренит. Иногда наблюдаемые в родингитах кварц и кальцит слагают маломощные жилки или замещают другие минералы и, таким образом, являются эпигенетическими. В одном случае (Найтуринский массив) в родингитах встречена самородная медь.

По минеральному парагенезисам можно выделить следующие типы родингитов: 1) гранат + везувиан, 2) гранат + клинопироксен + везувиан, 3) гранат + клинопироксен + тремолит + магнетит, 4) везувиан + цоизит + плагиоклаз + сфен, 5) гранат + клинопироксен + биотит, 6) клинопироксен + клиноцоизит, 7) тремолит + клинопироксен и др. Во всех парагенезисах обычно присутствует хлорит. Кроме того, наблюдаются мономинеральные родингиты, сложенные гранатом, волластонитом, клинопироксеном или везувианом. Они связаны постепенными переходами с полиминеральными разновидностями. Наиболее широко распространен в родингитах из массивов Монголии гранат-везувиан-хлоритовый парагенезис. Изучением серпентинитов, вмещающих родингиты различного минерального состава, установлено отсутствие зависимости минерального состава родингитов от минерального состава серпентинитов. Например, гранат-везувиан-хлоритовый парагенезис встречается как в существенно лизардитовых, так и в антигоритовых серпентинитах, более высокотемпературных. Рассмотрим детально породообразующие минералы родингитов.

Гранат – один из наиболее распространенных минералов родингитов. В породах он наблюдается в виде неправильных зерен и их скоплений. Цвет его в образцах изменяется от серого до буровато-коричневого или красноватого. Богатые титаном разновидности имеют светло-бурю окраску. Часто зерна граната насыщены мелкими чешуйками хлорита и бурым или непрозрачным, не диагностируемым оптическими методами качеством. Судя по показателям преломления ($N = 1,869–1,897$) и параметрам элементарной ячейки ($11,887–12,078 \text{ \AA}$), содержание андрадитового компонента в гранате колеблется от 25 до 100% [205]. Ввиду того, что параметры элементарной ячейки граната несколько увеличены по сравнению с чистым андрадитом, а показатель преломления понижен, можно допустить, что некоторые гранаты из родингитов – гидрогранаты.

Изучение химического состава гранатов с помощью микрозонда [5] показало, что они имеют существенно гроссуляр-андрадитовый состав, а роль титанового и альмандинового компонентов в них невелика. Установлены следующие колебания содержаний компонентов: гроссуляр 28–83,8%, андрадит 14,2–63,1%, альмандин 2–99%, шорломит 0–5,9%. Во всех исследованных гранатах обнаружены сотые доли процента марганца, магния, хрома и никеля. Зависимость состава граната от парагенезиса родингитов не установлена.

Везувиан, как и гранат, встречается в родингитах довольно часто. В отличие от граната он иногда присутствует в породах в виде хорошо образованных столбчатых кристаллов длиной до 5 мм. Однако чаще минерал представлен скоплениями и отдельными выделениями неправильной формы или слагает маломощные жилки. Изредка везувиан встречается в пустотах в виде друз мелких желтоватых кристаллов длиной до 2 мм. Хорошо образованные кристаллы везувиана совместно с хлоритом образуют тонкие прожилки, секущие родингиты. В ассоциации с клинопироксеном везувиан встречается редко. Наблюдаются также участки, сложенные мономинеральным спутанно-волоконистым агрегатом везувиана. В шлифах он бесцветный, в разностях, богатых титаном, окрашен в светло-коричневый цвет и слабо плеохроирует в коричнево-желтых тонах. Под микроскопом легко узнается по аномальным (грязно-зеленым, фиолетовым) цветам интерференции. Различные оттенки аномальной окраски могут наблюдаться не только в разных зернах одного шлифа, но и в разных участках одного зерна. В поперечных срезах везувиана часто устанавливается секторное погасание (структура песочных часов).

Состав везувианов охарактеризован 13 анализами, из которых 12 выполнено на микроанализаторе [5]. Судя по данным химического анализа, практически все железо в везувиане присутствует в окисной форме. По данным микрозондового анализа, у везувианов даже в одном зерне часто отмечаются значительные колебания состава, главным образом по содержанию титана, железа и магния. Марганец, хром, никель и натрий присутствуют в минерале в количестве сотых долей процента [5]. Неоднородность состава везувианов обусловлена, вероятно, присутствием его в виде нескольких генераций. Железистость минерала колеблется в пределах 40–84%.

Везувиан и гранат очень близки по содержанию многих компонентов. Исключением является магний, который в гранатах присутствует в качестве примеси, а в везувианах его количество изменяется в пределах 0,79–6,13 вес. %. Близкий состав этих минералов часто обуславливает сложные взаимоотношения между ними. В одних случаях везувиан в виде жилок развивается по гранату, в других – наоборот. Устанавливается, что везувиан предпочтительнее образуется в зонах, тяготеющих к контакту родингитов с гипербазитами. В тонких жилках, секущих ультраосновные породы, везувиан присутствует в парагенезисе с магнезиальным хлоритом, но без граната.

Клинопироксен в родингитах менее распространен, чем гранат и везувиан. В шлифах он бесцветен, лишь изредка окрашен и плеохроирует в бледных светло-зеленых тонах. Минерал образует удлинённые зерна призматического габитуса длиной, значительно превышающей ширину. Встречается он в виде короткостолбчатых кристаллов. Местами наблюдались радиально-лучистые выделения клинопироксена длиной до 2 см. В целом же хорошо образованные кристаллы клинопироксена в родингитах не встречаются.

В клинопироксенах из родингитов повсеместно наблюдались признаки пластических и хрупких деформаций. Пластические деформации проявляются в виде волнистого и мозаичного погасания, а хрупкие – в виде разрушения клинопироксенов до состояния милонита. Пластические деформации клинопироксена характерны для родингитов полиминерального состава, где наряду с ним присутствуют гранат, везувиан и хлорит. Хрупкие деформации обычно наблюдаются в породах, сложенных почти мономинеральным кли-

нопироксеном. При этом в тонкозернистую массу милонита, содержащего тонко истертый агрегат клинопироксена, погружены неправильной формы и различной величины обломки его зерен. Судя по оптическим константам ($N_p = 1,662-1,684$, $N_g = 1,687-1,710$, $N_g - N_p = 0,021-0,029$, $cN_g = 34-46^\circ$, $2V_{Ng} = 53-68^\circ$), количество диопсидового компонента в этих клинопироксенах колеблется в пределах 70–100%. Химический состав клинопироксенов из родингитов весьма изменчив и не имеет видимой связи с их минеральным составом.

Хлорит — один из распространенных минералов родингитов. Он образуется преимущественно на начальной стадии родингитизации и присутствует в родингитах почти всех парагенетических типов, часто образуя крупные таблитчатые выделения. На регрессивной стадии формирования родингитов, хорошо проявленной в их будинированных (бескорневых) телах, в краевых зонах последних часто образуются разной мощности мономинеральные хлоритовые каймы. В этих случаях замещению хлоритом подвергаются все первичные и вторичные минералы родингитов. Часто маломощные жилки родингитов хлоритизируются полностью. В малых количествах хлорит наблюдается в породах, обогащенных клинопироксеном (диопсидом), и в волластонитовых родингитах. Изучение взаимоотношений хлорита с гранатом, везувианом и другими минералами, особенно в хорошо раскристаллизованных разностях родингитов, показывает, что хлорит образуется одновременно с этими минералами. Однако из-за большого интервала температур кристаллизации хлорита и вследствие процессов диафореза в родингитах может формироваться хлорит более поздних генераций.

По данным оптических наблюдений, в родингитах присутствуют два типа хлоритов. Один из них представлен бесцветной разностью ряда пеннин—клинохлор, а другой, менее распространенный тип относится к ряду делессит—диабантит. Последний окрашен в зеленый цвет различной интенсивности, слабо плеохроирует в зеленых тонах, имеет большой показатель преломления и образует мелкозернистые массы. Минерал ряда пеннин—клинохлор, напротив, обычно образует крупные кристаллы с хорошо развитой спайностью. Для него характерны аномальные цвета интерференции, двупреломление колеблется от 0,003 до 0,005. На рентгенограммах минерала ряда пеннин—клинохлор максимальную интенсивность имеет рефлекс 7,2Å.

Химический состав двух образцов хлоритов (табл. 12) отличается высоким содержанием окиси магния и низкой железистостью. Железо представлено преимущественно в закисной форме. Колебания состава хлоритов фиксируются также по содержанию кремния и алюминия. Кальций и натрий в их составе не обнаружены, а титан, марганец, хром и никель присутствуют в исчезающе малых количествах. Обр. 7746 по составу отбачает пеннину, а обр. 789а — клинохлору.

Кроме охарактеризованных минералов, в родингитах в ограниченных количествах присутствует цоизит, что характерно для неполностью родингитизированных пород, в которых еще сохраняются реликты первичных минералов. Состав цоизита, находящегося в парагенезисе с хлоритом, кварцем, карбонатом, плагиоклазом и ильменитом, приведен в табл. 12. Железо, вероятно, присутствует в минерале в окисной форме, изомерно замещая алюминий.

Волластонит встречен в единичном случае в виде жилки, секущей серпентиниты Хутульского массива. Как продукт его изменения в ассоциации с волластонитом присутствует карбонат. В волластоните обнаружена примесь магния и железа (см. табл. 12). Количество других компонентов не превышает десятых долей процента. Общая сумма примесей составила 1,88 вес. %.

На основании данных о химическом составе дайковых пород основного состава, подвергшихся частичной родингитизации, и родингитов был рассчитан привнос—вынос компонентов на стандартный геометрический объем [75]. При этом установлено, что при родингитизации из габброидов выносятся SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и Na_2O , а CaO привносится. Сравнение средних составов габброидов и родингитов по критерию Стюдента показывает значимое различие их по этим компонентам с порогом вероятности 99,9%. По сравнению с габброидами родингиты несколько богаче магнием, титаном, никелем и хромом, но значимые различия по ним не установлены. При родингитизации железо ведет себя инертно. Заметим, что в габброидах оно присутствует преимущественно в закисной, а в родингитах — в окисной форме. Ниже приведены основные выводы, полученные при изучении родингитов.

Родингиты образуются в результате кальциевого метасоматоза по полевошпатсодер-

Таблица 12

Химический состав минералов из родингитов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	39,16	32,66	52,55	39,38
TiO ₂	0,03	Не обн.	0,10	0,01
Al ₂ O ₃	3,91	16,40	Не обн.	30,41
Fe ₂ O ₃	Не опр.	0,35	Не опр.	Не опр.
FeO	3,57	2,81	1,16	3,20
MnO	Не обн.	0,16	0,10	0,18
MgO	39,54	34,61	0,42	0,01
CaO	Не обн.	Не обн.	45,94	24,24
Na ₂ O	"	"	Не обн.	0,02
Cr ₂ O ₃	"	0,06	0,06	Не обн.
NiO	0,02	0,05	0,04	0,03
H ₂ O ⁺	12,61	13,07	—	2,02
С у м м а	98,84	100,17	100,37	99,50
Fe · 100	4,82	4,88	—	—
Fe + Mg				

1 и 2 — хлориты, Найтуринский массив, обр. 7746, 789а; 3 — волластонит, Хутульский массив, обр. 2256; 4 — цоизит, Тайширинский массив, обр. 1127. Анализы выполнены на микрозонде Н.А. Яковлевой (1 и 3) и О.Н. Майоровой (4); химический анализ выполнен Л.В. Гузиной (2).

жащим, главным образом дайковым, образованиям, находящимся в контакте с ультраосновными породами, и присутствуют только в тех гипербазитовых массивах, где проявлен более поздний по времени основной магматизм, фиксируемый по появлению разной величины тел габброидного состава и даек, прорывающих гипербазиты. За пределами ультраосновных массивов родингиты не встречаются. Следовательно, генетически они связаны как с гипербазитами, так и с габброидами. Родингитизация габброидов и серпентинизация гипербазитов сопряжены во времени и связаны с инфильтрацией гидротермальных растворов. При этом источником кальция в гидротермальных растворах служат ультраосновные породы, при серпентинизации которых этот компонент выносится и затем накапливается в родингитах. Температурные условия образования родингитов, как и связанных с ними нефритов и тремолитов, совпадают с полем устойчивости серпентиновых минералов, т. е. не превышают 500°С.

Таким образом, родингиты образуются только в коровых условиях. Временной интервал процесса родингитизации был значительным, а сам процесс протекал неравномерно. Последнее аргументируется разной степенью родингитизации дайковых пород основного состава в пределах одного гипербазитового массива. Последующие блоковые деформации гипербазитовых массивов приводят к дезинтеграции тел родингитов и их будинированию.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

На территории Монголии и в каледонских, и в герцинских складчатых структурах на эродированной поверхности некоторых гипербазитовых массивов сохранилась древняя кора выветривания. Судя по присутствию в пределах многих гипербазитовых массивов магнезитовых жил, вероятно гипергенного происхождения, можно предполагать более широкое развитие кор выветривания на гипербазитовых массивах в геологическом прошлом. В настоящее время сохранившиеся в разном объеме коры выветривания известны в Наранском, Улиндабанском, Улахидском, Ногонцавском и Харатулинском массивах. Кроме этого, по наличию бирбиритов и яшмоподобных кремнистых пород, содержащих реликты серпентинитов, можно предполагать существование кор выветривания в Восточно-Нэмэгэтинском массиве, в массивах Баянлэгского и Северо-Гобийского гипербазитовых поясов, а также в массивах хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан. Наличие многочисленных магнезитовых жил в Алагульском и Эгийнгольском массивах также свидетельствует о существовании здесь кор выветривания.

Наибольший интерес представляют коры выветривания, сохранившиеся на Ногонцавском и Наранском массивах. Особо важное значение могут иметь продукты гипергенного изменения гипербазитов в Наранском массиве, поскольку в сохранившейся здесь коре выветривания присутствует в значительных количествах мономинеральный магнезит — огнеупорное сырье. Кратко охарактеризуем коры выветривания некоторых гипербазитовых массивов.

В Улахидском массиве древняя кора выветривания распространена в его южной части, где она занимает площадь около 2 км². В разрезе коры выветривания выделено несколько зон, отвечающих различным стадиям гипергенного изменения гипербазитов. Нижняя зона представлена дезинтегрированными серпентинитами, окрашенными в зеленовато-серый цвет. Многочисленные мелкие трещины в серпентинитах выполнены бурыми гидроокислами железа. Встречаются редкие жилки кварц-халцедонового и доломитового состава и редкие шлировые выделения этого состава. В породах зоны сохраняются слабо метаморфизованные акцессорные хромшпинелиды. Петельчатый лизардит активно замещается карбонатом и пропитывается гидроокислами железа. Почти изотропный серпентин внутри петель замещается тонкозернистым халцедоном.

Вверх по разрезу зона дезинтеграции постепенно переходит в зону выщелоченных карбонатизированных серпентинитов. В этой зоне серпентин в значительной мере замещен карбонатом. Породы здесь заметно осветлены. Сохранившийся серпентин составляет 40–60%. Выше зона выщелачивания сменяется зоной сетчато-пористых кремнисто-карбонатных пород. Цвет пород зоны меняется в зависимости от их состава от коричнево-бурого до оранжево-желтого. Основные минералы зоны представлены доломитом, минералами кремнезема, окислами и гидроокислами железа. Изредка наблюдаются реликтовая, сильно метаморфизованная хромшпинель и серпентин. Верхняя зона коры выветривания сложена железисто-кремнистыми породами кавернозно-оспенной текстуры — бирбиритами. Это — существово-кремнистые породы, пропитанные гидроокислами железа и имеющие темно-коричневую окраску. Основные породообразующие минералы этой зоны — кварц, халцедон, опал. Согласно данным фазового рентгенометрического анализа, второстепенные минералы представлены в ней карбонатом, магнетитом, метаморфизованной шпинелью и полевым шпатом. Основная масса бирбирита состоит из мелкозернистого или криптокристаллического вещества, сложенного минералами группы кремнезема.

В других массивах, где сохранилась кора выветривания, отдельные зоны могут в разрезе отсутствовать. Меняются также мощности и минеральный состав зон. В корях выветривания Наранского и Улиндабанского массивов зоны кремнисто-карбонатных и железисто-кремнистых пород отсутствуют. В обоих массивах зона дезинтеграции вверх по разрезу сменяется зоной выщелачивания, содержащей в верхней части жилы и различной величины обособления карбонатных пород. Последние в Наранском массиве представлены магнезитами и подчиненными им буроватыми доломитами. Магнезит в виде округлых стяжений величиной от первых сантиметров до метра слагает линейные зоны мощностью до 5 м среди осветленных карбонатизированных серпентинитов. Зоны и дезинтеграции, и выщелачивания в пределах Наранского массива характеризуются большими мощностями. Северный контакт коры выветривания в этом массиве перекрыт терригенными отложениями, сцементированными карбонатным цементом. Обломочный материал в них представлен продуктами дезинтеграции коры выветривания и серпентинитов. В гравелитах и песчаниках этой зоны обнаружены споры и пыльца растительности третичного возраста, на основании чего возраст коры выветривания на Наранском массиве следует считать дотретичным.

В Улиндабанском массиве зоны дезинтеграции и выщелачивания практически не разделяются и имеют общую мощность 1–2 м. Верхняя часть разреза коры сложена почковидными натечными формами, которые состоят из кальцита с примесью арагонита. За исключением хребта Гурван-Сайхан, в остальных массивах сохранившиеся коры выветривания имеют незначительную мощность, различные зоны выделяются лишь условно, однако верхние части разреза кор всегда сложены кремнисто-карбонатными или железисто-кремнистыми породами (бирбиритами). В Восточно-Нэмэгэтинском массиве бирбириты, развитые в реликтовых участках коры выветривания, встречаются среди рыхлых красноцветных отложений, содержащих фаунистические остатки позднего мела, что указывает на допозднемеловой возраст коры выветривания в этом районе.

Несколько иной характер имеют образования в Уланхудукском гипербазитовом мас-

сиве (хр. Гурван-Сайхан). Здесь в восточном окончании массива на протяжении 3,5 км обнажаются участки интенсивно окремненных серпентинитов, местами превращенных в яшмоподобные кремнистые породы. Можно проследить, как в серпентинитах постепенно увеличивается количество кварц-халцедоновых, кварцевых (иногда с мелкокристаллическими щетками аметиста) и халцедоновых жил вплоть до полного замещения серпентинитов яшмоидными породами красного и желтого цвета. В них встречаются реликты серпентинитов или участки окремненных пород со структурой серпентинита. Изредка в них сохраняются реликты хромшпинелидов. Особенность кремнистых пород Уланхудукского массива — отсутствие в ассоциации с ними зон карбонатизации, в той или иной степени проявленных в корях выветривания других массивов. Не исключено, что в данном районе проявилась низкотемпературная гидротермальная деятельность, которая привела к формированию лиственитов. Последние в нескольких обнажениях пространственно совмещены с кремнистыми яшмоидными породами.

Таким образом, данные, полученные при изучении кор выветривания на гипербазитовых массивах Монголии, свидетельствуют, что при гипергенном преобразовании ультраосновных пород здесь формировался преимущественно силифицированный профиль выветривания, характеризующийся отсутствием нонитронитизированных серпентинитов и широким развитием окремненных пород в верхней части разреза кор выветривания.

ЛИСТВЕНИТЫ

Под этим названием выделяются породы различного минерального состава, возникшие в результате низкотемпературного гидротермально-метасоматического преобразования гипербазитов. В их составе представлены многочисленные минералы, важнейшие из которых — магнетит (брейнерит), доломит кварц хлорит, тальк, слюда (фуксит). В подчиненных количествах встречаются кальцит, анкерит, гидрослюдистые и глинистые минералы, магнетит, сульфиды и др. [25].

На территории Монголии наиболее широко распространены апогипербазитовые листвениты со следующими парагенезисами: кварц + магнетит (брейнерит, доломит), кварц + магнетит (брейнерит, доломит) + хлорит, кварц + доломит + хлорит, кварц + магнетит (брейнерит, доломит) + хлорит + слюда, доломит + хлорит, кварц + магнетит (брейнерит) + тальк, тальк + магнетит (брейнерит). Как видно, парагенезисы лиственитов сводятся к двум основным типам: 1) кварц + карбонат ± хлорит ± слюда и 2) тальк + карбонат ± кварц. В последнем типе в парагенезисе с тальком кварц присутствует очень редко, а карбонат представлен магнетитом (брейнеритом). Наоборот, в первом типе карбонат обычно представлен доломитом. С лиственитами, как известно могут быть генетически связаны рудопроявления золота, ртути, талька, поделочных камней и др.

Остановимся на краткой петрографо-минералогической характеристике лиственитов из гипербазитов массивов Монголии.

Листвениты встречаются во всех ультраосновных массивах, залегающих в разновозрастных складчатых сооружениях Монголии. Особенно обильны они в массивах герцинской складчатой области, где их объем в некоторых массивах сравним с объемом серпентинитов. В более древних структурах листвениты, как правило, резко подчинены ультраосновным породам. Такие количественные соотношения лиственитов и гипербазитов вероятно обусловлены меньшим эрозионным срезом массивов, локализованных в герцинидах Монголии. Пространственно листвениты приурочены к наиболее ослабленным участкам массивов, в частности, к их тектоническим контактам с вмещающими толщами, к зонам трещиноватости внутри массивов, а также к контактными зонам прорывающих гипербазиты гранитоидных интрузивов и даек. В первых двух случаях обычно развиты кварц-карбонатные листвениты. В связи с гранитоидами образуются преимущественно тальк-карбонатные листвениты с переменным содержанием талька и карбоната.

Наряду с лиственитами гидротермально-метасоматического генезиса, вероятно, существуют и листвениты метаморфического происхождения, возникающие тогда, когда в составе серпентинизирующих флюидов присутствует лишь углекислота. Тогда в зависимости от исходного состава ультраосновных пород последние могут полностью перекристаллизоваться в тальк-карбонатные породы без привноса или выноса каких-либо компонентов. В частности, некоторые серпентиниты, содержащие в своем составе тальк,

Таблица 13

Химический состав минералов из кварц-карбонатных, тальк-карбонатных пород и карбонатизированных серпентинитов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,25	28,00	62,20	59,68	59,68	62,20	62,27	1,46	Не обн.
TiO ₂	0,50	0,10	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"
Al ₂ O ₃	27,83	18,88	"	"	"	"	"	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	1,69	1,08	"	0,50	"	Не опр.	Не опр.	"	"
FeO	1,36	14,95	0,66	1,28	2,24	1,82	1,18	4,22	0,84
CaO	Не обн.	0,30	Не обн.	1,10	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,17	0,26
MgO	3,60	20,96	32,50	29,04	31,52	30,31	30,65	42,36	44,55
MnO	Не обн.	0,01	0,11	0,11	0,21	Не обн.	Не обн.	0,85	1,38
K ₂ O	9,28	0,37	0,04	0,05	0,01	"	"	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	0,44	0,04	0,04	0,10	0,04	"	"	"	"
Li ₂ O	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"
P ₂ O ₅	Не обн.	"	0,04	Не обн.	0,06	"	"	"	"
NiO	0,08	0,69	0,21	0,17	0,29	0,16	0,29	Не обн.	Не обн.
BaO	0,89	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO ₂	Не опр.	"	"	"	"	"	"	51,58	50,24
Cr ₂ O ₃	2,50	2,07	Не обн.	Не обн.	0,07	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O	0,32	0,28	0,20	0,96	0,24	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O*	4,91	11,82	4,16	4,19	4,58	4,67	4,67	"	"
С у м м а	99,70	99,63	100,06	97,18*	98,94**	99,16	99,06	100,64	97,27
Fe · 100	31,51	29,88	1,13	3,23	3,84	3,25	2,10	5,28	1,12
Fe + Mg									

1 — фуксит, обр. 39а; 2 — хлорит, обр. 39 (1); 3—7 — тальк, обр. 41, 59, 65, 1968д, 2350д; 8 и 9 — карбонат, обр. 2350б, 2169-1. Кварц-хлорит-карбонатная порода (1 и 2), тальк-карбонатная порода (3—8), серпентин-карбонатная порода (9). Массивы: Цагангольский (1—3 и 5), Улахидский (4), Баянлэгский (6 и 7), Баянхонгорский (8), Армакгольский (9). Химические анализы выполнены Л.В.Гузиной (1 и 2), Л.В.Непиной (4), анализы на микрозонде — О.С.Хмельниковой (3, 5—9). Кроме того, п.п.п.: * 1,95 вес. %, ** 1,48 вес. %.

карбонат или чаще оба минерала вместе, представляют собой, по-видимому, пример метаморфизма гипербазитов [226].

Температурные условия формирования лиственитов в зависимости от минерального парагенезиса колеблются в широком интервале. А.С.Борисенко [25] на примере Цагангольского массива установил, что наиболее высокотемпературны кварц-карбонатные листвениты ($325-150^{\circ}\text{C}$), а при самых низких температурах образовались оталькованные и карбонатизированные серпентиниты ($160-115^{\circ}\text{C}$). При промежуточных температурах ($230-160^{\circ}\text{C}$) образуются тальк-карбонатные листвениты.

Химические составы минералов из лиственитов и карбонатизированных серпентинитов приведены в табл. 13. В кварц-карбонатном листвените из одного образца проанализированы мусковит и хлорит. Мусковит представлен хромсодержащей разновидностью — фукситом. В образцах он окрашен в ярко-зеленый цвет. Фуксит содержит повышенные количества железа, половина которого присутствует в окисленном состоянии, а также магнезия и бария. Хлорит, присутствующий в парагенезисе с фукситом и образующий с ним тесные сростания, по данным химического и рентгенометрического анализов, отвечает хромсодержащему клинохлору — кеммерериту. Из приведенных данных видно, что при метасоматической переработке ультраосновных пород хром входит в состав и мусковита, и хлорита примерно в одинаковых количествах. Никель как один из компонентов гипербазитов концентрируется только в хлорите. Железистость обоих силикатов высокая и примерно равна. Тальк из тальк-карбонатных пород различных массивов характеризуется низкой железистостью и почти не различается по составу (см. табл. 13). Титан и алюминий, по данным химического и рентгеноспектрального анализов, в этом минерале не обнаружены, а никель зафиксирован обоими методами анализа. Присутствие кальция и щелочей (по данным химического анализа), вероятно, обусловлено механическими примесями.

Карбонаты в тальк-карбонатных породах представлены железистыми разновидностями магнезита или брейнерита (см. табл. 13). В брейнерите обнаружен кремнезем, что, по-видимому, обусловлено тонкой механической примесью кварца. Это подтверждается данными анализа на микрозонде (весьма неоднородное распределение кремния по площади зерна карбоната). В карбонатизированных серпентинитах карбонат представлен магнезитом. Сумма остальных минералов (сидерит, родохрозит, кальцит) в составе карбоната не превышает 3,2%.

Заканчивая характеристику лиственитов, отметим, что в гипербазитах изученных массивов Монголии в основном представлены кварц-карбонатные разновидности лиственитов, причем некоторые из них, содержащие фуксит, могут представить интерес как подделочные камни. В меньшей степени распространены тальк-карбонатные листвениты с обособлениями и линейными зонами, обогащенными тальком. Не исключено, что в пределах массивов Баянлэгского пояса, в Цагангольском, Алагульском и Хутульском массивах, где широко представлены тальк-карбонатные породы, могут быть обнаружены практически интересные проявления талькитов.

ХРОМИТОВЫЕ РУДЫ

Хромитовые руды обнаружены во многих гипербазитовых массивах Монголии [140]. Наиболее крупные их проявления приурочены к Наранскому, Солонкерскому, Тайширинскому и Их-Хаджумскому массивам. В пределах Солонкерского массива выделяются три рудных поля, приуроченных к выходам двух наиболее крупных тел. Одно из них размером $27 \times 1,5$, второе $12 \times 2,5$ км. В первом рудном поле среди серпентинизированных дунитов и гарцбургитов насчитывается 17 рудных тел линзовидной формы протяженностью 20–100 м при мощности 3–5 м. Руды представлены сливными, нодулярными, вкрапленными и полосчатыми типами. Сливные руды слагают редкие линзовидные тела размерами $0,35-0,5 \times 1$ м; Cr_2O_3 в них 37–45%, во вкрапленных — 1–26%. Во втором рудном поле среди дунитов оконтурены два рудных тела линзовидной формы длиной 25 и 9 м, мощностью 5,2 и 1,3 м. Центральные части тел сложены сливными рудами, которые к периферии сменяются вкрапленными. Содержание Cr_2O_3 в массивных рудах 42–58%, во вкрапленных — до 28%. В третьем рудном поле насчитывается 25 кулисно расположенных рудных тел. Рудная зона с перерывами прослеживается по простиранию на 300–350 м при мощности 2–2,5 м. Она сложена рудами нодулярного типа, а также мелковкрапленными и полосчатыми с полосами шириной 1,0–1,5 см.

В Наранском гипербазитовом массиве к настоящему времени известно 20 рудопроявлений хромитовых руд. Все они представлены линзообразными телами, залегающими среди серпентинизированных дунитов, перемежающихся с серпентинизированными гарцбургитами. Длина рудных тел не превышает 10 м, мощность 0,5–2 м. Простираение тел субширотное. Рудные тела концентрируются в двух участках, один из них расположен в западной части массива, к юго-западу от родника Мурэн-Гол, а другой — в средней части массива, тяготеющей к руч. Бидэрин-Гол. Все тела хромитов расчленены на мелкие блоки. Среди руд выделяются массивные и густовкрапленные разновидности. Наряду с телами массивных хромитов в пределах массива отмечаются многочисленные делювиально-элювиальные обломки массивных руд и полосы вкрапленных руд. Содержание Cr_2O_3 в массивных хромитовых рудах Наранского массива достигает 42%.

Несколько крупных рудопроявлений массивных и вкрапленных хромитов известно в Тайширинском, Их-Хаджумском и Улахидском массивах. Содержание окиси хрома в рудах последних трех массивов соответственно для массивных и вкрапленных типов составляет: 40,33 и 35,20%, 31,85 и 30,63, 45,99 и 21,32%. Хромиты изредка встречаются среди серпентинитов хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан, а также в Баянлэгском гипербазитовом поясе, где они слагают линзы или округлые будинообразные блоки величиной до 2 м, а также делювиальные развалы среди выветренных серпентинитов. Рудопроявления хромитов известны и среди других массивов Монголии, однако их масштабы обычно ограничены убогой вкрапленностью в серпентинитах или серпентинизированных ультраосновных породах.

В пространственном распределении хромитовых руд в разных массивах устанавливается следующая закономерность: они приурочены преимущественно к дунитам либо располагаются в зонах перехода дунитов к гарцбургитам. Наблюдающаяся в других регионах приуроченность рудопроявлений хромитов к зальбандам пироксенитовых жил или пространственная связь с пироксенитами [141] в гипербазитовых массивах Монголии не отмечена. Ультраосновные породы, вмещающие хромиты, за исключением Шишхидгольского массива, практически полностью серпентинизированы. В последнем массиве небольшой величины линзы хромитов вмещаются слабо серпентинизированными дунитами. Во время серпентинизации зерна хромита по периферии и трещинкам замещаются магнетитом. Иногда этот процесс сопровождается образованием хромсодержащего клинохлора — кеммерерита [8], количество которого в отдельных рудопроявлениях (Наранский, Хутульский массивы, Баянлэгский гипербазитовый пояс) значительно. Наиболее часто хромитовые тела вмещаются лизардитовыми серпентинитами. В антигортитовых серпентинитах они встречаются реже. В случаях, когда серпентиниты, содержащие зерна хромита, лиственитизируются, совместно с хромитом присутствуют магнетит, тальк, доломит и хромит. Это хорошо видно в Алагульском и Хутульском массивах.

Как показано ниже, изучением химического состава рудных хромшпинелидов установлена близость их составов в разных массивах. При этом по сравнению с аксессуарными хромшпинелидами они характеризуются минимальными железистостью и глиноземистостью, но максимальной хромистостью. Исследованиями методом атомной абсорбции установлено, что массивные хромитовые руды гипербазитовых массивов Монголии содержат относительно пониженные количества платины, палладия, родия и золота и повышенные — рутения. Отношение содержаний платины и палладия в них равно 1.

Обобщая результаты петрографических исследований пород, слагающих гипербазитовые массивы Монголии, отметим следующее.

В составе гипербазитовых массивов, расположенных как в каледонских, так и в герцинских складчатых структурах, представлены различные по своему минеральному парагенезису и условиям образования типы пород. Среди них устанавливаются гипербазиты, образовавшиеся непосредственно из ультраосновного расплава в условиях верхней мантии, и разнообразные вторичные породы, представляющие собой продукты последующих изменений ультраосновных пород в условиях земной коры.

Среди сохранившихся от серпентинизации разновидностей первичных гипербазитов выделяются такие петрографические разновидности, как дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и, вероятно, некоторые верлиты. Они распространены в массивах в различных количественных соотношениях и обычно имеют постепенные переходы. Слагающие их оливин, орто- и клинопироксены присутствуют в разных количествах, однако обычно преобладает оливин. Благодаря присутствию примеси клинопироксена многие гарцбургиты также имеют лерцоловый парагенезис. У породообразующих минералов гипербазитов, осо-

бенно у оливина и в меньшей степени у ортопироксена, часто обнаруживаются следы высокотемпературных пластических деформаций. В оливине и ортопироксене иногда наблюдаются структуры распада твердых растворов. Эти признаки наряду с минеральным парагенезисом пород свидетельствуют о том, что данные ультраосновные породы первоначально кристаллизовались из магматического расплава и затем, еще в глубинных условиях, подвергались динамометаморфизму.

Гипербазиты почти во всех массивах Монголии полностью или очень сильно серпентинизированы. Образовавшиеся при этом серпентиниты в зависимости от конкретных условий протекания процесса представлены лизардитовыми, лизардит-антигоритовыми, антигоритовыми и другими разновидностями. Нередко с ними ассоциирует хризотил-асбестовая минерализация.

В результате воздействия более поздних габброидных и гранитоидных интрузий и связанных с ними гидротермальных растворов гипербазиты и их серпентинизированные разновидности были преобразованы в разнообразные вторичные породы, отличающиеся многообразием минерального состава и условий образования. Под влиянием гранитоидных интрузивов и их гидротерм серпентиниты в различных по размерам зонах были превращены в тальк-карбонатные, кварц-карбонатные и другие разновидности лиственинов. Процессы кальциевого метасоматоза нередко приводили к преобразованию гипербазитов — формированию некоторых типов диопсидитов, тремолитизированных серпентинитов, тремолититов и нефритов, а ассоциирующие с ними габброиды превращались в разнообразные по минеральному составу родингиты.

Таким образом, все многообразные типы пород слагающих гипербазитовые массивы Монголии, возникли в результате многочисленных и различных по физико-химическим условиям процессов, последовательно сменявших друг друга в ходе длительной геологической истории развития конкретного региона. При этом вся совокупность данных указывает на то, что различные преобразования гипербазитов, проходившие под влиянием более поздней магматической деятельности, протекали на месте их современного залегания.

ГЛАВА IV

МИНЕРАЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

В этой главе на примере одного региона, на территории которого широко проявлен ультраосновной магматизм, рассмотрены особенности химического состава главных породообразующих минералов гипербазитов: оливина, орто- и клинопироксенов, акцессорных и рудных хромшпинелидов из дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, пироксенитов и хромитовых руд. Здесь же приведены данные по составу клинопироксенов из родингитов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами. Большой фактический материал, характеризующий минералы различных парагенезисов, полученный авторами в процессе исследования гипербазитов Монголии, позволил статистически обосновать выделение парагенетических типов минералов, слагающих петрографические разновидности пород. При изучении минералов и особенностей их состава особое внимание было уделено компонентам, изоморфизм которых в структуре минералов ограничен. Так, если железистость минералов характеризует главным образом состав субстрата, из которого они кристаллизовались, то изоморфизм малых компонентов часто отражает термодинамические условия образования минералов и, следовательно, слагаемых ими пород.

На основании состава сосуществующих минералов изучено распределение компонентов с целью оценки возможных температур и давлений кристаллизации. Когда было возможно, для исследования образцов пород привлекались данные по составу минералов всего парагенезиса, что позволило более корректно оценить P - T параметры их образования. В заключение было проведено сравнение особенностей состава минералов из альпинотипных гипербазитов и ультраосновных включений в базальтах, обнаруженных на территории Монголии. Представляется важным на основании сравнительного анализа минералов этих двух различных генетических групп ультраосновных пород, распространенных в пределах одного региона, попытаться оценить условия формирования альпинотипных гипербазитов и установить их место в разрезе земной коры и верхней мантии.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЛИВИНОВ

В составе альпинотипных гипербазитов оливин присутствует как основной породообразующий минерал в дунитах, гарцбургитах, лерцолитах и верлитах, в виде примеси очень редко встречается в вебстеритах, ортопироксенитах, чаще — в клинопироксенитах. Для исследования особенностей состава оливина из гипербазитовых массивов Монголии было выполнено 74 рентгеноспектральных анализа, характеризующих все разновидности пород, содержащих оливин, в том числе вторичные дуниты, возникающие при метаморфизме серпентинитов.

Оливин дунитов

В дунитах химический состав оливина изучался главным образом по образцам Наранского, Эгийнольского и Шишхидгольского массивов. Единичные анализы выполнены по оливинам из дунитов Их-Хаджумского и Алагульского массивов (табл. 14). Все перечисленные массивы располагаются в каледонских структурах. В массивах более молодых герцинских складчатых сооружений дуниты не наблюдались. Ранее было показано, что среди альпинотипных гипербазитов существуют два типа дунитов: первичные и вторичные [8, 100, 141]. Выделение этих типов основывается на геолого-петрографических данных, структурно-текстурных признаках и, кроме того, на особенностях состава оливинов. Такое подразделение дунитов очень важно для выяснения условий формирования ультраосновных массивов и последующей геологической жизни гипербазитов, которая, как показывают исследования, неразрывно связана с геологической историей развития региона, в пределах которого обнажаются массивы альпинотипных гипербазитов.

Согласно данным рентгеноспектрального анализа, в оливинах из дунитов, а также из других типов гипербазитов не обнаружены титан, алюминий и щелочи. Оливины из дунитов имеют относительно низкую железистость — 4,33–10,88 ат. %, а с учетом тефроитового компонента — 4,61–11,14 ат. %. Средняя железистость оливинов из дунитов Наранского, Шишхидгольского и Эгийнольского массивов близка. Однако в пределах одного массива она может значительно варьировать, как в Шишхидгольском массиве где железистость меняется от 4,33 до 9,43 ат. %. Более железистый состав оливинов установлен в дунитах Их-Хаджумского и Алагульского массивов.

Из всех проанализированных оливинов только в трех образцах присутствует хром, максимальное количество которого не более 0,05 вес. %. Кальций фиксируется в большинстве образцов; его максимальное содержание 0,06 вес. %, наиболее частое значение 0,03 вес. %. Отмечаются некоторые различия в содержании кальция в оливинах

Таблица 14

Химический состав оливинов из дунитов (вес. %)

Компонент	Наранский массив*				Эгийнольский			
	7306	7136	730а	\bar{x}	1107г	1107ж	3043-14	\bar{x}
SiO ₂	41,55	42,36	40,22	41,38	41,13	41,22	42,62	41,66
FeO	8,07	7,75	7,19	7,67	6,77	7,53	6,71	7,00
MgO	50,91	50,69	51,33	50,98	51,26	50,59	51,15	51,00
MnO	0,26	0,22	0,21	0,23	0,19	0,22	0,20	0,20
CaO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	Не обн.	0,01
Cr ₂ O ₃	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	“	Не обн.
NiO	0,31	0,29	0,30	0,30	0,31	0,31	0,39	0,34
С у м м а	101,14	101,34	99,29	100,59	99,77	99,88	101,07	100,25
Fe · 100	8,15	7,91	7,29	7,78	6,89	7,72	6,81	7,14
Fe + Mg								

* Далее в аналогичных таблицах слово "массив" опущено.

Здесь и в последующих таблицах анализы выполнены на микрозонде; \bar{x} — среднее значение содержания компонента.

Таблица 14 (продолжение)

Компонент	Шишхидгольский						
	21-2	1409	13-2	31-9	1410	31-10	32-3
SiO ₂	42,12	42,14	42,33	40,92	41,49	40,60	40,80
FeO	5,19	8,44	4,28	5,90	6,93	7,70	8,00
MgO	52,07	50,83	53,44	52,64	51,82	51,52	50,86
MnO	0,06	0,24	0,34	0,39	0,21	0,38	0,26
CaO	Сл.	0,04	0,01	0,03	0,06	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
NiO	0,16	0,30	0,31	0,15	0,27	0,22	0,29
Сумма	99,65	101,99	100,71	100,03	100,78	100,45	100,24
Fe · 100							
Fe + Mg	5,28	8,50	4,33	5,91	6,95	7,73	8,09

Таблица 14 (окончание)

Компонент	Шишхидгольский					Их-Хаджум-ский	Алагуль-ский
	626-1	690	580-2	154-1	\bar{x}	M-350a	1936a
SiO ₂	40,64	40,82	41,40	40,13	41,22	40,12	39,98
FeO	9,22	8,92	8,27	5,41	7,12	10,58	10,55
MgO	49,66	49,46	49,72	54,58	51,51	48,80	47,90
MnO	Не опр.	Не опр.	0,29	0,10	0,22	0,28	Не обн.
CaO	0,03	"	0,02	0,02	0,03	0,03	"
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	0,01	Не обн.	"
NiO	0,21	0,22	0,24	0,36	0,25	0,31	0,13
Сумма	99,76	99,42	99,98	100,96	100,36	100,12	98,56
Fe · 100							
Fe + Mg	9,43	9,18	8,55	5,27	7,20	10,88	10,79

разных массивов. Так, оливины из дунитов Наранского массива несколько богаче кальцием по сравнению с оливинами из дунитов Эгийногольского массива. Меньшая изменчивость содержаний свойственна никелю и марганцу.

Корреляционным анализом обнаружена тесная отрицательная связь магния с железом, что свидетельствует об изоморфизме этих элементов в структуре оливина. Соответственно железо имеет положительную связь с железистостью, а магний, напротив, отрицательную. Не ясен смысл тесной отрицательной корреляции магния с кремнием, причем такая связь прослеживается во всех парагенетических группах оливина. В одних случаях она значимая, в других незначимая, но всегда отрицательная.

Оливин гарцбургитов

Состав оливинов из гарцбургитов (табл. 15) изучался на примере Хутульского, Шишхидгольского, Наранского, Эгийногольского и Улахидского массивов. Согласно полученным данным, железистость этих оливинов изменяется в относительно узких пределах (7,36—10,12%), хотя в разных массивах она несколько отличается. Например, в Наранском массиве оливины гарцбургитов более магниезильны, чем в Шишхидгольском. Из одиннадцати образцов оливинов, анализировавшихся на хром, только в четырех этот элемент обнаружен с максимальным содержанием 0,02 вес.%. Стабильно содержание ни-

Таблица 15

Химический состав оливинов из гарцбургитов (вес. %)

Компонент	Хутульский			Шишхидгольский		
	M-220a	231в	\bar{x}	35-3	625-1	\bar{x}
SiO ₂	41,27	41,27	41,27	40,95	41,29	41,12
FeO	8,41	8,69	8,55	8,84	9,95	9,40
MgO	50,59	50,30	50,45	48,85	49,55	49,20
MnO	0,26	0,28	0,27	0,14	0,14	0,14
CaO	0,07	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,01	He обн.	He обн.	0,02	He обн.	0,01
NiO	0,31	0,29	0,30	0,26	0,26	0,26
С у м м а	100,92	100,87	100,89	99,10	101,23	100,17
Fe · 100						
Fe + Mg	8,53	8,84	8,69	9,21	10,12	9,67

Таблица 15 (продолжение)

Компонент	Наранский				Эгийгольский		
	712a	711a	705a	\bar{x}	1107	3043-13	3043-13-1
SiO ₂	41,77	41,58	40,60	41,32	40,44	41,04	41,11
FeO	7,72	7,79	7,72	7,74	8,09	7,23	8,14
MgO	50,71	50,65	50,93	50,76	50,56	51,00	50,11
MnO	0,34	0,34	0,22	0,30	0,22	0,01	He обн.
CaO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	He обн.	"
Cr ₂ O ₃	He обн.	0,01	0,01	0,01	He обн.	"	"
NiO	0,31	0,30	0,31	0,31	0,31	0,36	0,38
С у м м а	100,89	100,71	99,83	100,48	99,65	99,64	99,74
Fe · 100							
Fe + Mg	7,84	7,98	7,82	7,88	8,26	7,36	8,35

Таблица 15 (окончание)

Компонент	Эгийгольский		Улахидский			
	3043-13-2	x	301	302	302-1	x
SiO ₂	41,06	40,91	41,42	40,81	40,40	40,88
FeO	7,98	7,86	8,62	8,64	8,33	8,53
MgO	49,66	50,33	50,47	50,16	50,17	50,27
MnO	0,14	0,09	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
CaO	He обн.	0,01	"	"	"	"
Cr ₂ O ₃	"	He обн.	"	"	"	"
NiO	0,38	0,36	0,29	0,30	0,32	0,30
С у м м а	99,22	99,56	100,80	99,91	99,22	99,98
Fe · 100						
Fe + Mg	8,29	8,07	8,77	8,83	8,50	8,70

келя, а количество марганца и кальция в оливинах разных массивов сильно меняется. Так, оливины из гарцбургитов Хутульского и Наранского массивов более марганцовисты, чем оливины Шишхидгольского и Эгийнгольского массивов. По сравнению с другими массивами оливины гарцбургитов Эгийнгольского массива обеднены кальцием.

Среди гарцбургитов Хутульского массива были встречены разности, в которых оливин содержит закономерно ориентированные дендритовидные включения, интерпретированные по аналогии с ранее изученными [9] как структуры распада, представленные хромсодержащим магнетитом в ассоциации с кальциевым пироксеном.

Корреляционные связи в оливинах из гарцбургитов между магнием и железом такие же, как и в оливинах дунитов. Железо имеет отрицательную связь с никелем, который связан положительной зависимостью с магнием и отрицательной — с кальцием. У последнего тесная положительная связь с марганцем. Наряду с отмеченным никель отрицательно коррелируется с железистостью оливина. Подобный характер связей никеля с магнием и железом, наблюдаемый и в оливинах других парагенезисов, может свидетельствовать об изоморфном замещении никелем железа, а не магния.

Оливин лерцолитов

Оливины из этих пород изучались в 16 образцах шести массивов. Они отличаются более высокой железистостью по сравнению с оливинами первых двух типов пород. При этом отдельные массивы резко различаются по железистости оливинов. Так, лерцолиты

Таблица 16

Химический состав оливинов из лерцолитов (вес. %)

Компонент	Алагульский				Наранский		
	1847а	2021а	2022а	\bar{x}	7266	727в	727в-1
SiO ₂	40,94	41,19	40,86	41,00	39,68	40,48	40,12
FeO	9,09	8,43	8,04	8,52	16,05	14,84	14,66
MgO	49,49	50,11	50,20	49,93	44,49	45,59	44,63
MnO	0,03	0,03	0,01	0,02	0,43	0,38	0,26
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,04	0,04	0,03
Cr ₂ O ₃	"	"	"	"	0,01	0,01	0,02
NiO	0,35	0,37	0,39	0,37	0,19	0,12	0,13
С у м м а	99,90	100,13	99,50	99,84	100,89	100,17	99,75
Fe · 100	9,30	8,65	8,28	8,74	16,87	15,41	15,66
Fe + Mg							

Таблица 16 (продолжение)

Компонент	Наранский		Эгийнгольский			
	272	\bar{x}	1105д	1105е	1108а	\bar{x}
SiO ₂	40,94	40,31	40,97	41,29	41,24	41,17
FeO	12,13	14,42	9,03	9,04	8,98	9,02
MgO	46,38	45,27	50,22	49,59	49,97	49,93
MnO	Не опр.	0,36	0,29	0,38	0,29	0,32
CaO	0,03	0,03	0,11	0,03	0,01	0,05
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.
NiO	0,21	0,16	0,31	0,30	0,29	0,30
С у м м а	99,70	100,56	100,93	100,63	100,79	100,78
Fe · 100	12,61	15,14	9,19	9,29	8,16	9,21
Fe + Mg						

Таблица 16 (окончание)

Компонент	Шишхидгольский			Эрдэниулинский				Дзюлен
	1085	78	\bar{x}	1132г	1133в	1136г	\bar{x}	1163в
SiO ₂	41,21	41,20	41,20	41,55	39,41	41,93	40,96	41,23
FeO	8,40	9,00	8,70	9,92	12,61	9,35	10,63	9,20
MgO	50,07	49,36	49,72	49,18	44,47	49,54	47,73	49,56
MnO	0,12	0,12	0,12	0,38	1,14	0,29	0,60	0,27
CaO	0,01	0,01	0,01	0,09	0,14	0,04	0,09	0,03
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,18	0,01	0,07	He обн.
NiO	0,30	0,28	0,29	0,29	0,12	0,28	0,23	0,33
С у м м а	99,83	99,70	99,78	101,42	98,07	101,16	100,01	100,62
Fe · 100	8,60	9,28	8,94	10,16	13,68	9,57	11,14	9,43
Fe + Mg								

Наранского массива слагаются оливинами, железистость которых почти в 2 раза выше, чем в лерцолитах Алагульского массива. Различия состава оливинов разных массивов фиксируются не только по железистости, но также по содержанию кальция, марганца и никеля. Отметим, что в отличие от оливинов дунитов и гарцбургитов в лерцолитах оливин чаще содержит хром; он обнаружен в 10 случаях из 16 (табл. 16).

Корреляционные связи между отдельными элементами и параметрами состава в этих оливинах практически такие же, как в оливинах из гарцбургитов, только некоторые коэффициенты парной корреляции с порогом вероятности 95% стали значимыми (Mn—Mg, Ni—Mg, Ni—Mn), а другие — незначимыми (Ca—Ni, Si—Mg).

Оливин верлитов

В этих породах железистость оливина не опускается ниже 10% и варьирует от 11,28 до 19,01% с учетом тефроитового компонента. В разных массивах железистость оливинов различна, что можно видеть на примере средних значений по Шишхидгольскому, Ихэдуланскому и Армакгольскому массивам. Колебания железистости, отмеченные в пределах Шишхидгольского массива, не превышают по максимуму среднего значения железистости оливина верлитов Ихэдуланского массива. Различия оливинов в разных массивах установлены не только по железистости, но и по содержанию марганца и кальция. Хром зафиксирован в шести оливинах из семи, однако его содержание не превышает

Таблица 17

Химический состав оливинов из верлитов (вс. %)

Компонент	Шишхидгольский					
	689	M-697-3	1084	1084-1	697-3	\bar{x}
SiO ₂	40,01	40,70	40,04	40,25	40,97	40,39
FeO	14,78	10,69	13,74	14,33	11,09	12,93
MgO	45,49	48,81	46,56	45,21	48,01	46,81
MnO	0,35	0,35	0,46	0,46	0,35	0,39
CaO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	He обн.	0,01	0,01
NiO	0,22	0,21	0,10	0,11	0,21	0,17
С у м м а	100,89	100,80	100,94	100,40	100,67	100,73
Fe · 100	15,42	10,94	14,21	15,10	11,47	13,43
Fe + Mg						

Таблица 17 (окончание)

Компонент	Ихэдуланский			Армагольский		
	1514-3	1514-3	\bar{x}	2496б	2496в	\bar{x}
SiO ₂	39,82	39,13	39,48	40,85	40,24	40,55
FeO	16,91	17,31	17,11	11,56	11,55	11,55
MgO	42,13	42,08	42,10	48,84	48,93	48,88
MnO	0,27	0,28	0,27	0,21	0,17	0,19
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.
NiO	0,13	0,12	0,13	0,19	0,18	0,19
С у м м а	99,29	98,95	99,12	101,65	101,07	101,36
Fe · 100						
Fe + Mg	18,36	18,77	18,57	11,80	11,71	11,76

ет 0,03 вес. % (табл. 17). Корреляционный анализ показывает тесную положительную связь между содержанием кальция и марганца в этих оливинах и отрицательную — между содержанием никеля и железистостью. Кроме того, видна положительная связь никеля с магнием и отрицательная никеля с железом.

Оливин вторичных дунитов

В этих породах оливин изучался в двух массивах, относящихся к самым крупным в Монголии: Наранском и Шишихдгольском. Во вторичных дунитах в парагенезисе с оливином могут присутствовать хлорит, тальк, карбонат, магнетит, амфибол, антигорит, офит, окислы и гидроокислы железа [8, 100]. В выборку оливинов из вторичных дунитов вошли только те образцы, вторичное (метаморфическое) происхождение которых подтверждается геолого-петрографическими данными. В данном случае мы не рассматриваем оливины из верлитов и пироксенитов, которые также могут трактоваться как вторичные [100].

Общая особенность оливинов из вторичных дунитов — их значительно более высокая магнизиальность. Согласно значениям этого параметра, данные оливины представлены форстеритом. Самая высокая железистость оливина с учетом марганцевого компонента всего 4,61%. Все оливины этого типа, кроме того, характеризуются низким содержанием

Таблица 18

Химический состав оливинов из вторичных дунитов (вес %)

Компонент	Наранский						
	736а-1	736а-2	736а-3	736а-4	736а-5	736а-6	1200а
SiO ₂	42,57	42,25	42,17	43,36	42,09	42,08	41,61
FeO	2,11	2,18	2,28	2,28	2,23	2,10	1,66
MgO	55,69	54,80	55,24	54,78	55,36	55,47	55,54
MnO	0,45	0,81	0,92	0,98	0,79	0,57	0,26
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	Не обн.	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,07	0,03	0,06	0,07	0,07	0,04	0,04
NiO	0,14	0,16	0,17	0,16	0,18	0,17	0,21
С у м м а	101,04	100,24	100,85	100,64	100,72	100,44	99,33
Fe · 100							
Fe + Mg	2,08	2,18	2,26	2,30	2,21	2,08	1,64

ем никеля и повышенным — марганца (табл. 18). Сравнение оливинов из двух массивов указывает на их близкий состав, и если железистость оливинов вторичных дунитов из Шишхидгольского массива несколько выше, чем в Наранском массиве, то с учетом тейфройтового минала эти различия нивелируются.

Анализ корреляционных связей между содержанием компонентов и некоторыми параметрами состава в оливинах из вторичных дунитов показывает несколько иной характер связей, чем в рассмотренных выше парагенетических типах оливинов. Так, содержание железа, как и в других типах, имеет положительную значимую связь с железистостью, однако ввиду незначительного изменения содержания магния на фоне колебаний содержания железа значимые связи магния с железом и с железистостью отсутствуют. В свою очередь, появляются наведенные связи (значимые с 95%-ным порогом вероятности) кремния с никелем и железистостью. Обнаружена тесная отрицательная связь кальция с никелем.

В пироксенитах состав оливинов исследовался в двух образцах вебстеритов из массивов Дзолен и Эгйингольского (табл. 19). Отметим, что в гипербазитовых массивах Монголии оливинодержащие пироксениты весьма редки. Имеющиеся два анализа свидетельствуют о близости состава оливинов из вебстеритов к составу оливинов из перцолитов названных массивов. Другими словами, состав оливина не зависит в данном случае от количественного минерального состава, а определяется парагенезисом породы.

В табл. 20 приведены средние содержания и стандартные отклонения компонентов в оливинах различных парагенетических групп. Распределение компонентов и параметров состава в каждой группе нормальное. Железистость оливинов, в том числе с учетом марганцевого компонента, увеличивается от дунитов к верлитам. Самая низкая железистость — у оливинов из вторичных дунитов. Наиболее богаты никелем оливины гарцбургитов. Сравнение средних значений по критерию Стьюдента [169] показывает, что оливины вторичных дунитов резко отличаются от оливинов других парагенетических типов по содержанию магния и железа и по железистости. Отличия видны и по содержанию никеля, за исключением оливинов верлитов, в которых количество никеля также понижено и соответствует содержанию его в оливинах вторичных дунитов. Различаются по содержанию компонентов и железистости и оливины других групп. С другой стороны, статистическая обработка свидетельствует об отсутствии различий состава оливинов из дунитов и гарцбургитов, кроме содержания никеля, количество которого выше в оливинах из гарцбургитов.

Для выявления изоморфных связей элементов в структуре оливина выполнен корреляционный анализ. В выборку вошли данные по оливинам из дунитов, гарцбургитов, перцолитов и верлитов. Значения коэффициентов парной корреляции показывают положительную связь марганца с кальцием и железом и отрицательную — с магнием. Таким образом, железо вместе с кальцием и марганцем изоморфно замещают магний. Напро-

Наранский		Шишхидгольский						
1200г	\bar{x}	120-1	299	120-2	296-1	295-1	295-2	\bar{x}
42,76	42,24	40,04	42,27	41,45	42,15	42,17	43,07	41,86
1,34	2,02	4,04	2,75	3,28	3,04	1,98	1,79	2,81
55,18	55,26	54,44	55,53	53,74	54,98	56,52	55,95	55,19
0,18	0,62	0,61	Не опр.	0,27	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,44
0,04	0,01	0,04	0,06	0,01	"	"	"	0,04
Не обн.	0,05	0,02	0,06	0,02	"	"	"	0,03
0,16	0,17	0,20	0,23	0,11	0,11	0,13	0,12	0,15
99,66	100,37	99,39	100,90	98,88	100,28	100,80	100,93	100,52
1,30	2,01	4,01	2,69	3,31	3,00	1,88	1,76	2,78

Таблица 19

Химический состав оливинов из вебстеритов (вес. %)

Компонент	1171в		1107а		Компонент	1171в		1107а	
SiO ₂	41,11		40,91		Cr ₂ O ₃	0,01		0,02	
FeO	9,74		7,42		NiO	0,22		0,32	
MnO	0,26		0,11		С у м м а	100,62		100,70	
MgO	49,25		51,90		Fe · 100				
CaO	0,03		0,02		Fe + Mg	10,53		7,53	

1171в — массив Дзолен, 1107а — массив Эгйингольский.

Таблица 20

Средние составы оливинов из различных типов пород (вес. %)

Компонент	Дуниты (19)		Гарцбургиты (14)		Лерцолиты (16)		Верлиты (9)		Вторичные дуниты (14)	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
SiO ₂	41,19	0,83	41,07	0,41	40,89	0,66	40,22	0,57	42,07	0,71
FeO	7,55	1,67	8,30	0,66	10,55	2,62	13,55	2,49	2,36	0,71
MgO	51,01	1,57	50,27	0,59	48,30	2,28	46,23	2,73	55,23	0,68
MnO	0,21	0,12	0,19	0,12	0,28	0,27	0,32	0,10	0,58	0,29
CaO	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01
NiO	0,27	0,07	0,31	0,04	0,27	0,09	0,16	0,05	0,16	0,04
С у м м а	100,27		100,12		100,20		100,52		100,29	
Fe · 100										
Fe + Mg	7,67	1,75	8,48	0,68	10,88	2,93	14,20	2,97	2,34	0,71

В скобках — число анализов, по которым рассчитаны средние значения содержаний компонентов. Здесь и далее S — стандартное отклонение содержаний компонента.

тив, никель имеет положительную связь с магнием и отрицательную — с железом и соответственно с железистостью. Это указывает на изоморфное замещение железа никелем. Однако такое замещение устанавливается только в выборках оливинов с большим интервалом железистости. В оливинах дунитов, у которых этот интервал невелик, отрицательная связь никеля с железом значимо не устанавливается, а в оливинах из вторичных дунитов никель имеет положительное значение коэффициента парной корреляции как с магнием, так и с железом. Замещение никелем железа, а не магния, устанавливаемое на основании статистических данных, согласуется с результатами экспериментального изучения никель-магневых оливинов, проведенного А.Е.Рингвудом [216], приходим к выводу, что никель замещает железо в структуре оливина. В чисто магниевых оливинах существует смесимость Ni- и Mg-оливинов с образованием твердых растворов в любых соотношениях.

Заканчивая описание оливинов, отметим характерные черты, присущие этому наиболее распространенному минералу альпинотипных гипербазитов. Состав оливина изменяется в зависимости от парагенезиса. При этом железистость минерала возрастает в ряду дуниты—гарцбургиты—лерцолиты—верлиты. Оливин дунитов и гарцбургитов практически не различается по железистости, хотя она и несколько выше в последних. Оливины вторичных дунитов отличаются от оливинов всех парагенетических групп не только по железистости, но и по содержанию никеля и марганца. Во всех изученных оливинах не обнаружены титан, алюминий и щелочи. Содержание кальция и хрома весьма ограничено и не превышает, как правило, первых сотых долей процента. В разных массивах

оливины одинаковых парагенезисов могут иметь различия как по железистости, так и по содержанию элементов с ограниченным изоморфизмом.

По данным корреляционного анализа, марганец и кальций совместно с железом замещают магний в структуре оливина, а никель замещает железо. В высокомагнезиальных оливинах связи, отражающие изоморфизм никеля, не устанавливаются.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОРТОПИРОКСЕНОВ

Ортопироксен, как и оливин, — широко распространенный минерал альпинотипных гипербазитов Монголии. Он входит в состав гарцбургитов, лерцолитов, вебстеритов и довольно редко встречающихся в пределах данного региона ортопироксенитов. Минерал изучался в 57 образцах ультраосновных пород, из которых 10 — гарцбургиты, 24 — лерцолиты и 23 — вебстериты.

Ортопироксен гарцбургитов

Изучены составы ортопироксенов из гарцбургитов пяти массивов. Их общая особенность — низкая глиноземистость, причем за редким исключением алюминий располагается преимущественно в четвертой координации. В весьма ограниченных количествах фиксируется титан; в большинстве образцов этот элемент вообще не обнаружен. В очень малых количествах (до 0,04 вес. %) присутствует натрий. Во всех образцах до сотых, иногда десятых долей процента присутствует никель. Ортопироксены из гарцбургитов по составу соответствуют энстатитам. Лишь в одном образце железистость более высокая и отвечает магнезиальному бронзиту. В разных массивах составы ортопироксенов несколько отличаются по железистости, содержанию глинозема и окиси хрома (табл. 21). Очень сильно варьируют составы минерала по кальцию даже в пределах одного массива. Результаты рентгеноспектрального анализа не всегда точно отражают истинное содержание этого компонента в ортопироксенах альпинотипных гипербазитов, а интерпретация, основанная на этих данных, в частности использование содержания кальция в ортопироксене в качестве геотермометра [189, 209], неоднозначна.

Не отрицая правомерность использования таких геотермометров и не касаясь методических аспектов, связанных с их применением [80], отметим некоторую неоднозначность, возникающую при определении кальция в ортопироксенах альпинотипных гипербазитов, и трудности при осмысливании полученных данных.

Известно [141, 135], что в ортопироксенах альпинотипных гипербазитов широко проявлены структуры распада твердых растворов, представленные ламеллами клинопироксена. Иногда по ламеллам клинопироксена развивается кальциевый амфибол. Число пластинок распада варьирует от единицы на зерно ортопироксена до нескольких десятков. Естественно, что при рентгеноспектральном анализе электронный луч может частично или полностью касаться кальцийсодержащей фазы, в результате чего будут получаться искаженные данные по содержанию кальция. С другой стороны, в случае, когда луч точно попадает в пространство между ламеллами, мы фиксируем то количество кальция, которое отражает его содержание, сохранившееся в ромбическом пироксене после распада твердых растворов, и, таким образом, температурная оценка показывает условия последнего равновесия. По температуре оно может быть значительно ниже значений, при которых кристаллизовался ортопироксен.

В породах, кристаллизовавшиеся в более глубоких условиях, ламеллы распада обычно отсутствуют, поскольку низкая скорость кристаллизации способствует образованию самостоятельной кальциевой фазы. Действительно, ксенолиты, выносимые базальтами и кимберлитами, практически не содержат ортопироксена со структурами распада [135]. В этом случае оценки температур по содержанию кальция в ортопироксенах будут ближе к истинным, отражающим условия их кристаллизации. Когда же исследуются ортопироксены из альпинотипных гипербазитов и зондовый анализ выполнен в пространстве между ламеллами клинопироксена, определяемое количество кальция будет отражать температурные условия образования твердых растворов, хотя корректно выполнить такой анализ технически сложно.

Высказанные соображения вынуждают с осторожностью подходить к определениям содержания кальция в ортопироксенах из альпинотипных гипербазитов и к интерпрета-

Таблица 21

Химический состав ортопироксенов из гарцбургитов (вес. %)

Компонент	Наранский				Шишидгольский		
	712а	705а	711а	\bar{x}	625-1	32-5	\bar{x}
SiO ₂	56,00	58,30	58,60	57,63	55,91	57,71	56,81
TiO ₂	0,06	He обн.	He обн.	0,02	0,02	He обн.	0,01
Al ₂ O ₃	0,70	0,52	0,69	0,64	1,27	1,07	1,17
FeO	4,78	4,65	5,16	4,86	8,70	5,33	7,02
MnO	0,16	0,17	0,13	0,15	0,15	0,11	0,13
MgO	33,70	36,12	34,90	34,94	31,82	35,08	33,45
CaO	3,37	0,67	0,88	1,64	1,07	0,53	0,80
Na ₂ O	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,37	0,28	0,36	0,34	0,28	0,48	0,38
NiO	0,05	0,05	0,11	0,07	0,07	0,07	0,07
С у м м а	99,22	100,89	100,86	100,32	99,05	100,33	99,69
Fe · 100							
Fe + Mg	7,42	6,75	7,68	7,28	13,28	7,78	10,58

ции получаемых данных. Несомненно только то, что ортопироксены, содержащие ламелли кальциевого пироксена, кристаллизовались при высоких температурах, вероятно, из расплава, когда возникали наиболее благоприятные условия для смешивости твердых растворов [219]. Затем при медленном остывании в области более низких температур происходил распад на две фазы.

Корреляционный анализ показывает, что в ортопироксенах из гарцбургитов магний замещается железом. Хром имеет положительную связь с алюминием. Связи титана и натрия с кремнием и алюминием при малых содержаниях Ti и Na имеют наведенный характер и не несут генетической информации.

Ортопироксен лерцолитов

В лерцолитах ортопироксен в отличие от гарцбургитов может быть и низко- и высокоглиноземистым. Из полученных данных (табл. 22) отчетливо видны различия в составе пироксенов разных массивов, причем не только по глиноземистости, но и по железистости и содержанию ряда других компонентов. Так, все пироксены из лерцолитов

Таблица 22

Химический состав ортопироксенов из лерцолитов (вес. %)

Компонент	Наранский					
	7056	11496	727в	727в-1	7266	273-1
SiO ₂	56,15	56,76	54,20	57,20	55,56	55,35
TiO ₂	He обн.	0,03	0,39	0,26	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	1,38	1,08	1,50	0,61	1,62	1,47
FeO	8,16	6,70	9,87	9,70	10,46	10,21
MnO	0,20	0,17	0,14	0,19	0,23	0,15
MgO	32,25	33,74	31,42	31,20	30,65	31,36
CaO	1,76	0,81	1,28	0,82	1,39	0,85
Na ₂ O	He обн.	He обн.	0,03	He обн.	He обн.	0,02
Cr ₂ O ₃	0,38	0,40	0,25	0,32	0,38	0,35
NiO	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,18
С у м м а	100,33	99,72	99,12	100,34	100,50	100,03
Fe · 100						
Fe + Mg	12,47	10,00	15,05	14,95	16,11	15,42

Хутульский		Улахидский			Эгийгольский
231в	301	302	302-1	\bar{x}	1107
56,60	56,82	56,63	56,70	56,72	58,12
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
2,20	1,84	1,88	1,96	1,89	1,01
5,63	5,62	5,94	5,81	5,79	6,07
0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,14
33,75	33,47	35,03	34,88	34,46	32,74
0,92	0,49	0,63	0,29	0,47	0,12
0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не обн.
0,53	0,57	0,52	0,53	0,54	0,43
0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04
99,80	98,81	100,63	100,17	99,87	98,67
8,57	8,59	8,67	8,55	8,60	9,48

Наранского массива характеризуются низким содержанием глинозема, количество которого при сравнении с пироксенами из Эрдэниулинского массива почти в 3 раза меньше. Натрий обнаружен в пироксенах из Наранского массива только в трех образцах, а в пироксенах из Эрдэниулинского массива он зафиксирован во всех образцах и в среднем в больших количествах. То же самое относится к хрому, которым обогащены ортопироксены из лерцолитов Эрдэниулинского массива, где они более магниезильны. Алюминий в пироксенах Наранского массива концентрируется в четверной координации, а в Эрдэниулинском массиве распределен примерно поровну между октаэдрической и тетраэдрической позициями.

Сравнивая попарно ортопироксены из лерцолитов отдельных массивов, всегда можно обнаружить ряд особенностей их состава, характерных для пироксенов того или другого массива. В отличие от гарцбургитов в ортопироксенах из лерцолитов встречаются разновидности, содержащие титан (до 0,39 вес. %). Однако в одном и том же массиве могут присутствовать образцы, как содержащие этот элемент, так и стерильные относительно него. В пироксенах из лерцолитов Алагульского и Эгийгольского массивов титан не обнаружен. Стабильнее и в пределах одного массива, и в разных массивах содержание

Наранский					Шишхидгольский		
279-1	273	279	272	\bar{x}	1085	78	\bar{x}
54,61	54,74	54,43	54,63	55,37	55,66	55,91	55,79
0,07	0,09	0,17	0,02	0,12	0,02	0,02	0,02
1,21	1,43	1,20	1,46	1,30	2,06	2,22	2,14
11,04	10,53	12,34	8,05	9,71	5,40	5,45	5,42
0,18	0,16	0,24	0,21	0,19	0,12	0,10	0,11
29,76	31,52	30,44	33,19	31,55	34,58	34,54	34,56
1,96	1,18	1,05	0,95	1,21	0,73	0,49	0,61
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03
0,28	0,35	0,08	0,36	0,32	0,65	0,69	0,67
0,16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,08	0,06	0,06	0,06
99,27	100,00	99,95	98,89	99,86	99,25	99,45	99,35
17,19	15,77	18,54	11,98	14,72	8,02	8,14	8,08

Таблица 22 (окончание)

Компонент	Алагульский				Эгийнгольский			
	847а	2021а	2022а	\bar{x}	1108а	1105д	1105е	\bar{x}
SiO ₂	55,18	56,85	56,37	56,13	56,10	55,10	56,40	55,87
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	4,33	1,84	2,43	2,87	3,22	3,69	0,25	2,39
FeO	6,38	6,16	6,03	6,19	6,14	6,13	6,16	6,14
MnO	0,13	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,13	0,15
MgO	33,16	34,41	34,17	33,91	33,70	31,93	34,76	33,46
CaO	0,50	0,50	0,46	0,49	0,46	1,15	0,69	0,77
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.	0,02
Cr ₂ O ₃	0,63	0,54	0,69	0,62	0,66	0,73	0,83	0,74
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06	0,08	0,07	0,07
С у м а	00,31	100,46	100,30	100,36	100,55	98,96	99,29	99,60
Fe · 100								
Fe + Mg	9,75	9,13	8,99	9,29	9,23	9,69	8,98	9,30

марганца. Во всех ортопироксенах, подвергавшихся анализу, отмечается никель примерно в таких же количествах, как и в гарцбургитах. Хром в ортопироксенах из лерцолитов в пределах одного массива содержится (за редкими исключениями) примерно в одинаковых количествах.

Согласно корреляционному анализу, кроме очевидных и наведенных связей между содержаниями элементов и параметрами состава, устанавливается положительная связь алюминия с хромом и натрием, что по-видимому, объясняется вхождением натрия в виде ортожадеитового компонента. Однако количество последнего весьма ограничено. Кальций и марганец совместно с железом замещают в структуре пироксена магний.

Ортопироксен пироксенитов

В этой группе представлены образцы из вебстеритов с разными количественными соотношениями клино- и ортопироксенов. В основном данные получены по вебстеритам Наранского и Тайширинского массивов. Согласно рентгеноспектральным анализам (табл. 23), состав ортопироксенов из вебстеритов соответствует низкоглиноземистым бронзитам. Лишь четыре образца из проанализированных отвечают энстатитам. Все пироксены низкотитанистые, а во многих из них титан не обнаружен. Только в одном образце зафиксировано повышенное количество титана. Содержания алюминия и хрома низки и в разных образцах одного массива варьируют незначительно. Алюминий распределен примерно поровну между тетраэдрической и октаэдрической позициями. В небольших количествах пироксены вебстеритов содержат натрий и никель. Различия в составе пироксенов из вебстеритов отдельных массивов проявлены менее четко, чем в образцах из гарцбургитов и лерцолитов. Можно лишь отметить, что пироксены из вебстеритов Эгийнгольского массива и хр. Дзолен отличаются более магниезиальным составом от пироксенов из этих пород других массивов.

В отличие от гарцбургитов и лерцолитов в ортопироксенах пироксенитов устанавливается положительная связь натрия с железом, марганцем, железистостью и отрицательная — с магнием. Отсутствует значимая связь алюминия с хромом. Как и в других парагенетических группах, марганец и кальций совместно с железом изоморфно замещают магний.

Корреляционный анализ содержаний элементов и параметров состава ортопироксенов из трех парагенетических групп показывает следующие связи, характеризующие состав пироксенов альпинотипных гипербазитов в целом. Содержание никеля и титана с порогом вероятности 99% не коррелируется с количеством других элементов и с железистостью. Тесная положительная связь суммарного алюминия с Al^{IV}, Al^{VI} и хромом вызывает наведенную отрицательную корреляцию кремния с Al^{VI} и хромом. Такого же

Эрдэниулинский						Дзолен
1137	1137а	1133в	1132г	1136г	\bar{x}	1163
53,96	54,96	54,60	55,20	55,64	54,87	55,20
0,21	0,33	0,05	0,11	0,23	0,19	0,03
4,99	3,87	4,48	2,95	2,43	3,74	4,82
7,32	6,99	6,12	6,76	6,55	6,75	6,11
0,17	0,16	0,14	0,14	0,17	0,16	0,13
30,96	31,18	31,55	32,67	31,57	31,59	31,58
1,27	1,47	0,77	1,96	1,43	1,38	0,68
0,08	0,07	0,03	0,03	0,03	0,05	0,12
0,72	0,85	0,88	0,82	0,75	0,80	0,66
0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07
99,74	99,94	98,69	100,71	98,86	99,59	99,40
11,72	9,91	9,79	10,50	10,50	10,73	9,78

характера связь Al^{IV} с Al^{VI} . Кальций, марганец и железо связаны между собой положительной связью и отрицательной — с алюминием, что свидетельствует о совместном замещении этими элементами магния. Натрий имеет положительную связь с ΣAl и Al^{VI} и в то же время ΣAl связан положительной связью с Cr. Это может указывать, вероятно, на вхождение натрия в виде ортожадеитового компонента $Na(AlCr)Si_2O_6$, но только в случае магниевого состава ортопироксена. Однако количество ортожадеита не превышает десятых долей процента. Отмеченная ранее [45] положительная корреляция Ca с Cr и Al и на основании этого высказанное предположение о вхождении Ca и Cr в структуру пироксена в виде силиката Чермака нашими данными ни для отдельных парагенетических групп, ни в целом для исследованных ортопироксенов не подтверждается.

В табл. 24 приведены средние содержания компонентов и их стандартные отклонения для ортопироксенов из гарцбургитов, лерцолитов и пироксенитов. Можно видеть разницу в составе пироксенов выделенных парагенетических групп. Так, железистость ортопироксенов возрастает от гарцбургитов к лерцолитам и пироксенитам. Наиболее глиноземистые пироксены представлены в лерцолитах. В гарцбургитах и пироксенитах ортопироксены содержат алюминия в 2 раза меньше. Пироксены гарцбургитов и пироксенитов вообще беднее примесями: в них суммарное количество компонентов без кремния, железа и магния меньше, чем в пироксенах лерцолитов. Статистической проверкой значимости различий состава пироксенов по критерию Стьюдента [169] (табл. 25) установлены наибольшие различия между пироксенами гарцбургитов-лерцолитов и лерцолитов-пироксенитов.

Меньшие различия выявляются между пироксенами гарцбургитов и пироксенитов. Здесь резко проявлены лишь различия по содержанию железа, магния и соответственно железистости. Отличаются они также по содержанию никеля и хрома, которыми обогащены ортопироксены из гарцбургитов. С меньшей вероятностью фиксируются различия между пироксенами лерцолитов и пироксенитов по железистости. Однако между ними, как и между пироксенами пары гарцбургиты-лерцолиты, появляются различия в содержании кремния и алюминия, причем наиболее резко отличия фиксируются по Al^{IV} .

В заключение отметим ряд особенностей, характеризующих состав ортопироксенов из альпинотипных гипербазитов. Во-первых, состав этого минерала в значительной мере зависит от парагенезиса. В рассмотренных трех парагенетических типах между пироксенами существуют статистически значимые различия по железистости, содержанию кремния, алюминия, никеля и хрома. Во-вторых, отмечаются различия в составе пироксенов одного парагенезиса, но из разных массивов. В-третьих, для альпинотипных гипербазитов Монголии характерны низкоглиноземистые ортопироксены. В них в весьма ограниченных количествах присутствуют титан и натрий, а во многих образцах эти элементы не обнаруживаются. В некоторых массивах ортопироксены лерцолитового парагене-

Таблица 22 (окончание)

Компонент	Алагульский				Эгийнгольский			
	847а	2021а	2022а	\bar{x}	1108а	1105д	1105е	\bar{x}
SiO ₂	55,18	56,85	56,37	56,13	56,10	55,10	56,40	55,87
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	4,33	1,84	2,43	2,87	3,22	3,69	0,25	2,39
FeO	6,38	6,16	6,03	6,19	6,14	6,13	6,16	6,14
MnO	0,13	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,13	0,15
MgO	33,16	34,41	34,17	33,91	33,70	31,93	34,76	33,46
CaO	0,50	0,50	0,46	0,49	0,46	1,15	0,69	0,77
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.	0,02
Cr ₂ O ₃	0,63	0,54	0,69	0,62	0,66	0,73	0,83	0,74
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06	0,08	0,07	0,07
С у м м а	00,31	100,46	100,30	100,36	100,55	98,96	99,29	99,60
Fe · 100								
Fe + Mg	9,75	9,13	8,99	9,29	9,23	9,69	8,98	9,30

марганца. Во всех ортопироксенах, подвергавшихся анализу, отмечается никель примерно в таких же количествах, как и в гарцбургитах. Хром в ортопироксенах из лерцолитов в пределах одного массива содержится (за редкими исключениями) примерно в одинаковых количествах.

Согласно корреляционному анализу, кроме очевидных и наведенных связей между содержаниями элементов и параметрами состава, устанавливается положительная связь алюминия с хромом и натрием, что по-видимому, объясняется вхождением натрия в виде ортожадеитового компонента. Однако количество последнего весьма ограничено. Кальций и марганец совместно с железом замещают в структуре пироксена магний.

Ортопироксен пироксенитов

В этой группе представлены образцы из вебстеритов с разными количественными соотношениями клино- и ортопироксенов. В основном данные получены по вебстеритам Наранского и Тайширинского массивов. Согласно рентгеноспектральному анализу (табл. 23), состав ортопироксенов из вебстеритов соответствует низкоглиноземистым бронзитами. Лишь четыре образца из проанализированных отвечают энстатитам. Все пироксены низкотитанистые, а во многих из них титан не обнаружен. Только в одном образце зафиксировано повышенное количество титана. Содержания алюминия и хрома низки и в разных образцах одного массива варьируют незначительно. Алюминий распределен примерно поровну между тетраэдрической и октаэдрической позициями. В небольших количествах пироксены вебстеритов содержат натрий и никель. Различия в составе пироксенов из вебстеритов отдельных массивов проявлены менее четко, чем в образцах из гарцбургитов и лерцолитов. Можно лишь отметить, что пироксены из вебстеритов Эгийнгольского массива и хр. Дзолен отличаются более магниальным составом от пироксенов из этих пород других массивов.

В отличие от гарцбургитов и лерцолитов в ортопироксенах пироксенитов устанавливается положительная связь натрия с железом, марганцем, железистостью и отрицательная — с магнием. Отсутствует значимая связь алюминия с хромом. Как и в других парагенетических группах, марганец и кальций совместно с железом изоморфно замещают магний.

Корреляционный анализ содержаний элементов и параметров состава ортопироксенов из трех парагенетических групп показывает следующие связи, характеризующие состав пироксенов альпинотипных гипербазитов в целом. Содержание никеля и титана с порогом вероятности 99% не коррелируется с количеством других элементов и с железистостью. Тесная положительная связь суммарного алюминия с Al^{IV}, Al^{VI} и хромом вызывает наведенную отрицательную корреляцию кремния с Al^{VI} и хромом. Такого же

Эрдэниулинский						Дзолен
1137	1137а	1133в	1132г	1136г	\bar{x}	1163
53,96	54,96	54,60	55,20	55,64	54,87	55,20
0,21	0,33	0,05	0,11	0,23	0,19	0,03
4,99	3,87	4,48	2,95	2,43	3,74	4,82
7,32	6,99	6,12	6,76	6,55	6,75	6,11
0,17	0,16	0,14	0,14	0,17	0,16	0,13
30,96	31,18	31,55	32,67	31,57	31,59	31,58
1,27	1,47	0,77	1,96	1,43	1,38	0,68
0,08	0,07	0,03	0,03	0,03	0,05	0,12
0,72	0,85	0,88	0,82	0,75	0,80	0,66
0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07
99,74	99,94	98,69	100,71	98,86	99,59	99,40
11,72	9,91	9,79	10,50	10,50	10,73	9,78

характера связь Al^{IV} с Al^{VI} . Кальций, марганец и железо связаны между собой положительной связью и отрицательной — с алюминием, что свидетельствует о совместном замещении этими элементами магния. Натрий имеет положительную связь с ΣAl и Al^{VI} и в то же время ΣAl связан положительной связью с Cr. Это может указывать, вероятно, на вхождение натрия в виде ортожадеитового компонента $Na(AlCr)Si_2O_6$, но только в случае магниевого состава ортопироксена. Однако количество ортожадеита не превышает десятых долей процента. Отмеченная ранее [45] положительная корреляция Ca с Cr и Al и на основании этого высказанное предположение о вхождении Ca и Cr в структуру пироксена в виде силиката Чермака нашими данными ни для отдельных парагенетических групп, ни в целом для исследованных ортопироксенов не подтверждается.

В табл. 24 приведены средние содержания компонентов и их стандартные отклонения для ортопироксенов из гарцбургитов, лерцолитов и пироксенитов. Можно видеть разницу в составе пироксенов выделенных парагенетических групп. Так, железистость ортопироксенов возрастает от гарцбургитов к лерцолитам и пироксенитам. Наиболее глиноземистые пироксены представлены в лерцолитах. В гарцбургитах и пироксенитах ортопироксены содержат алюминия в 2 раза меньше. Пироксены гарцбургитов и пироксенитов вообще беднее примесями: в них суммарное количество компонентов без кремния, железа и магния меньше, чем в пироксенах лерцолитов. Статистической проверкой значимости различий состава пироксенов по критерию Стьюдента [169] (табл. 25) установлены наибольшие различия между пироксенами гарцбургитов-лерцолитов и лерцолитов-пироксенитов.

Меньшие различия выявляются между пироксенами гарцбургитов и пироксенитов. Здесь резко проявлены лишь различия по содержанию железа, магния и соответственно железистости. Отличаются они также по содержанию никеля и хрома, которыми обогащены ортопироксены из гарцбургитов. С меньшей вероятностью фиксируются различия между пироксенами лерцолитов и пироксенитов по железистости. Однако между ними, как и между пироксенами пары гарцбургиты-лерцолиты, появляются различия в содержании кремния и алюминия, причем наиболее резко отличия фиксируются по Al^{IV} .

В заключение отметим ряд особенностей, характеризующих состав ортопироксенов из альпинотипных гипербазитов. Во-первых, состав этого минерала в значительной мере зависит от парагенезиса. В рассмотренных трех парагенетических типах между пироксенами существуют статистически значимые различия по железистости, содержанию кремния, алюминия, никеля и хрома. Во-вторых, отмечаются различия в составе пироксенов одного парагенезиса, но из разных массивов. В-третьих, для альпинотипных гипербазитов Монголии характерны низкоглиноземистые ортопироксены. В них в весьма ограниченных количествах присутствуют титан и натрий, а во многих образцах эти элементы не обнаруживаются. В некоторых массивах ортопироксены лерцолитового парагене-

Таблица 23

Химический состав ортопироксенов из вебстеритов (вес. %)

Компонент	Наранский						
	732г-1	732г-2	732г	706в	706а	732а	
SiO ₂	55,30	55,50	55,26	56,00	56,00	54,00	
TiO ₂	Не обн.	Сл.	0,08	Сл.	Сл.	0,12	
Al ₂ O ₃	1,10	1,07	1,27	0,86	1,07	1,31	
FeO	8,51	10,20	8,79	8,30	8,50	14,40	
MnO	0,39	0,30	0,17	0,27	0,32	0,36	
MgO	30,23	29,00	31,72	31,60	31,20	26,60	
CaO	1,25	1,90	1,48	2,28	1,78	1,42	
Na ₂ O	0,05	0,07	Не обн.	0,05	0,08	0,06	
Cr ₂ O ₃	0,70	0,28	0,42	0,35	0,35	0,20	
NiO	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	
С у м м а	99,00	98,35	99,23	99,85	99,34	98,50	
Fe · 100							
Fe + Mg	14,58	16,50	13,44	12,90	13,19	23,25	

Таблица 23 (окончание)

Компонент	Тайширинский						
	78	586	80	1123д	11246	80-1	586-1
SiO ₂	55,48	57,08	56,71	56,00	54,85	56,70	53,76
TiO ₂	0,10	0,06	0,04	Не обн.	Не обн.	Не опр.	0,04
Al ₂ O ₃	1,25	0,96	0,93	0,97	0,73	0,80	0,67
FeO	12,26	8,63	7,94	12,75	10,24	7,86	9,60
MnO	0,24	0,18	0,16	0,21	0,17	Не опр.	0,19
MgO	29,25	32,76	30,80	29,13	31,32	31,31	31,03
CaO	0,88	1,75	2,04	1,35	1,15	1,85	2,37
Na ₂ O	0,03	0,05	Не обн.	0,04	0,03	Не опр.	0,03
Cr ₂ O ₃	0,18	0,27	0,33	0,31	0,39	0,38	0,26
NiO	0,03	0,05	0,04	0,05	0,06	Не опр.	0,05
С у м м а	99,78	101,78	98,99	100,81	98,94	98,90	98,00
Fe · 10							
Fe + Mg	19,06	12,86	12,69	19,76	15,47	12,33	14,81

Таблица 24

Средний химический состав ортопироксенов (вес. %)

Компонент	Гарцбургиты (10)		Лерцолиты (24)		Пироксениты (23)	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
SiO ₂	57,13	0,97	55,45	0,88	56,07	1,12
TiO ₂	0,02	0,02	0,09	0,11	0,04	0,05
Al ₂ O ₃	1,31	0,61	2,36	1,37	1,03	0,32
FeO	5,77	1,13	7,70	2,05	9,23	2,10
MnO	0,14	0,02	0,16	0,03	0,20	0,10
MgO	34,16	1,30	32,35	1,49	31,28	2,04
CaO	0,90	0,92	1,03	0,46	1,40	0,58
Na ₂ O	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,44	0,10	0,55	0,23	0,31	0,12
NiO	0,07	0,02	0,07	0,04	0,03	0,02
С у м м а	99,97		99,78		99,62	
Fe · 100						
Fe + Mg	8,68	1,79	11,78	3,72	14,31	3,51

Наранский					
1251-1	7066	706а	706в	727в	\bar{x}
54,25	56,32	56,86	57,22	57,36	55,82
0,20	0,08	0,04	0,06	0,06	0,06
1,03	1,53	1,33	0,87	0,98	1,13
11,90	8,56	8,56	8,04	9,48	9,54
0,28	0,17	0,18	0,17	0,19	0,25
28,90	33,02	32,23	32,25	31,55	30,75
1,75	0,57	1,06	1,16	0,77	1,47
0,07	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,04
0,15	0,28	0,28	0,23	0,22	0,31
Не обн.	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
98,53	100,59	100,58	100,03	100,64	99,40
18,79	12,70	12,96	12,28	14,43	15,00

Тайширинский		Эгийнгольский			Дзолен	Барунбаянский
266	\bar{x}	3043-9а	1107а	\bar{x}	1171в	3037
56,36	55,87	57,72	56,94	57,33	57,60	56,25
Не опр.	0,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
1,17	0,94	1,55	1,27	1,41	"	0,93
10,31	9,95	5,40	6,16	5,78	6,82	8,97
Не опр.	0,19	0,10	0,11	0,11	0,18	0,19
29,41	30,63	34,58	34,87	34,73	35,01	31,75
1,81	1,66	0,85	0,28	0,56	0,52	1,69
Не опр.	0,03	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.
0,30	0,30	0,48	0,35	0,42	0,21	0,24
Не опр.	0,05	Не опр.	0,02	0,02	0,04	Не опр.
99,36	99,66	100,68	100,00	100,36	100,38	100,02
16,42	15,43	8,05	9,03	8,54	9,87	13,69

Таблица 25

Оценка значимости различий средних составов ортопироксенов разных типов пород по критерию Стьюдента [169]

Компонент	Гарцбургиты – лерцолиты	Гарцбургиты – пироксениты	Лерцолиты – пироксениты
Si	3,99	–	6,37
Al ^{IV}	3,24	–	4,51
Al ^{VI}	3,88	–	5,94
Σ Al	–	–	2,20
Fe ²⁺	3,46	6,07	2,55
Mg	3,60	5,00	–
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg}$	3,64	6,08	2,61
NiO	–	5,28	4,36
Cr ₂ O ₃	–	3,22	4,51
$t_{0,5}$	2,04	2,04	2,02

зиса приближаются по своему составу к пироксенам, которые типичны для наиболее глубоких пород, выносимых в виде ксенолитов базальтами [80, 81]. Наконец, характер корреляционных связей между содержаниями элементов в структуре ортопироксенов свидетельствует о замещении магния марганцем, кальцием и железом. В магнезиальных ортопироксенах ограниченное количество натрия присутствует в минерале в виде ортожадеитового компонента.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Клинопироксен входит в состав лерцолитов, верлитов, вебстеритов, диопсидитов и генетически связанных с гипербазитами родингитов. Как примесь он отмечается в гарцбургитах. Соответственно петрографическим типам выделено пять парагенетических типов клинопироксенов. Несколько условно выделена группа клинопироксенов из диопсидитов, поскольку не всегда удается однозначно выяснить природу этих пород. Они могут возникнуть как вследствие метасоматического преобразования габброидов или основных эффузивов и, следовательно, относится к группе родингитов, так и путем преобразования серпентинизированных гипербазитов под воздействием габброидных интрузий. Там, где по геолого-петрографическим данным родингитовая природа

Т а б л и ц а 26

Химический состав клинопироксенов из лерцолитов (вес. %)

Компонент	Наранский					
	7266	727в	727в-1	11496	7056	272
SiO ₂	52,00	52,60	52,22	52,90	52,90	52,95
TiO ₂	0,15	0,14	0,15	0,06	0,08	0,10
Al ₂ O ₃	2,05	2,01	2,34	1,37	1,71	1,77
FeO	5,27	4,58	4,85	2,79	3,78	3,43
MnO	0,19	0,19	0,19	0,14	0,17	0,11
MgO	16,26	15,98	16,60	16,81	17,00	17,66
CaO	22,70	22,66	22,80	23,10	22,80	22,55
Na ₂ O	0,07	0,16	0,17	0,19	0,15	0,17
Cr ₂ O ₃	0,54	0,52	0,68	0,61	0,69	0,77
NiO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	He опр.
С у м м а	99,21	98,86	100,03	98,99	99,32	99,51
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg}$	15,34	13,88	14,17	8,55	11,16	9,81

Т а б л и ц а 26 (окончание)

Компонент	Эрдэниулинский					
	1133в	1137	1137а	1136г	1132г	\bar{x}
SiO ₂	50,83	51,10	50,30	54,00	50,93	51,03
TiO ₂	0,23	0,88	0,79	0,55	0,38	0,57
Al ₂ O ₃	4,50	4,32	4,48	3,97	4,11	4,28
FeO	3,37	3,50	3,83	3,41	4,37	3,70
MnO	0,12	0,13	0,14	0,14	0,17	0,14
MgO	15,42	15,39	15,90	16,58	17,61	16,18
CaO	22,50	22,71	21,90	21,18	20,20	21,70
Na ₂ O	0,54	0,45	0,50	0,45	0,24	0,44
Cr ₂ O ₃	1,24	1,14	1,15	1,45	1,31	1,26
NiO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
С у м м а	98,78	99,66	99,03	99,77	99,37	99,37
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg}$	10,96	11,37	11,86	10,24	12,25	11,34

указанных пород устанавливается достоверно (метасоматическая зональность, присутствие в парагенезисе высококальциевых минералов), они отнесены к группе родингитов. В остальных случаях клинопироксены отнесены к группе диопсидитов.

Клинопироксен лерцолитов

Клинопироксены лерцолитов (табл. 26) представлены в основном малоглиноземистыми разновидностями, хотя в отдельных массивах встречаются клинопироксены, богатые алюминием. В массивах, где лерцолиты содержат клинопироксен, обогащенный алюминием (Эггингольский, Эрдэниулинский, Дзолен), ортопироксен из лерцолитов также отличается высоким содержанием алюминия. Высокоглиноземистые клинопироксены, как правило, обогащены хромом и в отдельных случаях — натрием. Железистость клинопироксенов колеблется от 5,47 до 15,34 мол. %. В пределах одного массива этот параметр в разных образцах изменяется сравнительно слабо. Наиболее железистые клинопироксены лерцолитов представлены в Наранском массиве, наименее железисты пироксены Шишхидгольского и Алагульского массивов.

Различия в составе клинопироксенов разных массивов отчетливо выявляются по содержанию глинозема, марганца, титана, хрома, натрия и по железистости. Все пирок-

Наранский			Тайширинский	Эггингольский		
273	279	\bar{x}	87а	1105д	1105е	\bar{x}
53,87	53,92	53,05	53,79	52,30	53,00	52,65
0,16	0,11	0,12	0,08	0,07	0,05	0,06
1,85	1,87	1,87	2,23	4,15	3,38	3,76
3,85	4,32	4,11	4,04	2,69	2,50	2,59
0,05	0,13	0,15	Не опр.	0,11	0,13	0,12
16,85	17,23	16,80	17,21	15,79	16,05	15,92
23,17	22,71	22,81	23,48	23,98	23,32	23,65
0,09	0,06	0,13	0,19	0,19	0,15	0,17
0,61	0,59	0,63	Не опр.	1,13	0,94	1,03
Не опр.	Не опр.	0,03	"	0,04	0,03	0,03
100,50	100,94	99,70	101,01	100,45	99,55	99,98
11,39	12,35	12,06	11,63	8,84	8,08	8,46

Шишхидгольский			Дзолен	Алагульский			
1085	78	\bar{x}	1163в	1847а	2021а	2022а	\bar{x}
52,65	52,96	51,81	50,50	52,83	53,76	53,36	53,32
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,26	0,18	Не обн.	Не обн.	0,06
2,11	2,38	2,25	5,76	3,11	1,98	2,41	2,50
1,88	1,71	1,80	2,91	2,30	2,11	1,97	2,13
0,08	0,08	0,08	0,10	0,12	0,08	0,06	0,09
17,80	16,77	17,29	15,80	16,59	17,56	17,08	17,08
24,14	24,29	24,22	21,60	24,47	23,56	23,58	23,87
0,11	0,16	0,13	0,82	0,18	0,33	0,21	0,24
0,92	0,98	0,95	1,08	0,14	0,92	1,08	0,71
0,05	0,06	0,05	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
99,74	99,40	88,57	98,86	99,92	100,30	99,75	100,00
5,56	5,47	5,52	9,26	7,21	6,32	6,08	6,54

Химический состав клинопироксенов из верлитов (вес. %)

Компонент	Шишхидгольский							
	1084	689	697	1084-1	679-3	689-1	665-2	\bar{x}
SiO ₂	53,37	52,37	54,13	52,86	54,89	53,55	52,01	53,31
TiO ₂	0,15	0,15	0,07	0,12	0,03	0,08	0,16	0,11
Al ₂ O ₃	2,56	2,43	1,19	2,48	0,64	1,26	3,35	1,99
FeO	4,08	4,18	2,83	3,47	1,82	2,54	4,76	3,53
MnO	0,15	0,16	0,16	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,16
MgO	16,48	15,78	16,52	16,44	17,48	16,32	15,85	16,40
CaO	23,68	23,31	23,89	23,44	24,71	24,01	23,35	23,77
Na ₂ O	0,15	0,28	0,19	0,18	0,15	0,11	0,24	0,19
Cr ₂ O ₃	0,28	0,59	0,71	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,53
NiO	0,02	0,02	0,02	"	"	"	"	0,02
С у м м а	100,92	99,27	99,71	98,99	99,62	98,87	99,72	100,01
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg}$	12,23	12,89	8,71	10,50	5,52	10,82	14,38	10,74

Таблица 27 (окончание)

Компонент	Ихэдүланский					Армакгольский		
	440	1514-3	437	437-1	\bar{x}	24966	2496в	\bar{x}
SiO ₂	51,42	52,24	52,87	52,76	51,57	51,33	53,44	52,39
TiO ₂	0,47	0,58	0,35	0,32	0,56	0,36	0,06	0,21
Al ₂ O ₃	3,42	2,36	2,66	2,65	3,08	3,98	2,23	3,11
FeO	5,00	5,86	3,45	3,36	4,66	3,74	2,33	3,04
MnO	0,10	He опр.	0,09	0,08	0,11	0,08	0,04	0,06
MgO	16,41	16,93	16,31	17,85	16,85	16,16	17,53	16,85
CaO	21,04	20,78	22,39	22,18	21,39	22,04	23,62	22,83
Na ₂ O	0,32	0,26	0,29	0,29	0,29	0,39	0,07	0,23
Cr ₂ O ₃	0,61	He опр.	0,68	0,79	0,56	0,91	0,88	0,90
NiO	0,08	"	0,04	0,04	0,04	He опр.	He опр.	He опр.
С у м м а	98,87	99,01	99,13	99,75	99,11	98,99	100,20	99,62
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe + Mg}$	14,60	16,29	10,61	9,97	13,43	11,54	6,97	9,28

сены из лерцолитов содержат в небольших количествах (меньших, чем в ортопироксенах) никель. Выборочными анализами калий в этих пироксенах не обнаружен. В некоторых массивах (например, в Эрдэниулинском и в хр. Дзолен) состав клинопироксенов из лерцолитов близок к составу пироксенов из лерцолитовых включений в щелочных базальтоидах Монголии [6, 80], но в отличие от последних в них алюминий располагается преимущественно в четверной координации. К тому же в них значительно меньше натрия, что в целом указывает на более высокое содержание жадеитового компонента в пироксенах лерцолитовых ксенолитов.

Клинопироксен верлитов

В этих породах минерал изучался в четырех массивах, где верлиты наиболее распространены. Клинопироксены в них более железистые, чем в лерцолитах, и большей частью представлены салитами. Встречаются, однако, образцы и более магnezийного состава даже в пределах одного массива. Как и в лерцолитах, большинство пироксенов низкоглиноземистые и малонатриевые (табл. 27). Большая часть алюминия в структуре клинопироксенов располагается в тетраэдрической координации. Средние составы клино-

Их-Хаджумский				Ихэдуланский			
339	342а	3376	\bar{x}	438	439	452	439-1
53,70	52,55	52,10	52,78	51,03	52,03	49,31	50,90
0,01	0,08	0,20	0,10	0,77	0,36	1,10	0,54
1,27	1,77	3,06	2,03	3,56	3,38	3,71	3,03
3,89	3,47	5,41	4,26	4,76	4,51	4,94	5,36
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,15	0,09	0,15	0,13
16,85	17,03	16,26	16,71	16,01	18,40	17,40	16,09
24,03	23,55	22,28	23,22	21,89	20,07	21,07	21,68
0,08	0,27	0,24	0,20	0,29	0,27	0,32	0,24
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,44	1,01	0,22	0,20
"	"	"	"	0,05	0,03	0,02	0,05
99,83	98,52	99,55	99,30	98,97	100,29	98,37	98,22
11,45	10,21	15,74	12,47	14,31	12,06	13,75	15,76

пироксенов для каждого массива имеют свои особенности. Так, в Шишхидгольском массиве пироксены отличаются самой низкой глиноземистостью. В Ихэдуланском массиве они заметно обогащены алюминием, титаном и по сравнению с другими массивами имеют наибольшую железистость. Как и в лерцолитах, клинопироксены верлитов содержат никель на уровне сотых долей процента и стерильны в отношении калия.

Клинопироксен вебстеритов

Данные о составе пироксенов из этих пород получены преимущественно по Наранскому и Тайширинскому массивам, в которых эти породы распространены широко. Отдельные анализы пироксенов выполнены по образцам из других массивов (табл. 28). Общая особенность состава клинопироксенов из вебстеритов — их низкая глиноземистость: из всех проанализированных образцов только в двух количество глинозема превысило 2%. Клинопироксен вебстеритов содержит весьма ограниченные количества титана, за исключением одного образца из Ихэдуланского массива. Отметим, что вебстерит из этого массива включает примесь плагиоклаза. Поэтому клинопироксен из него отличается от других образцов более высоким содержанием глинозема, а также очень высокой железистостью, близкой к железистости пироксенов габброидов [4]. Как и клинопироксен из лерцолитов и верлитов, в вебстеритах минерал малонатриевый, в нем отсутствует калий и в ограниченных количествах присутствует никель. Различия в составе клинопироксенов вебстеритов из разных массивов фиксируются по содержанию титана, глинозема, натрия и по железистости. В некоторых случаях они заметно различаются по соотношениям магния и кальция.

Клинопироксен диопсидитов

Данные по составу клинопироксенов из этих пород приведены в табл. 29. Выше говорилось, что выделение этой группы несколько условно, тем более, что диопсидиты вообще в альпинотипных гипербазитах Монголии распространены ограниченно. Аналитические данные получены по пироксенам из четырех массивов, судя по составу которых они различаются между собой по содержанию титана, алюминия, натрия и по железистости. В Ихэдуланском массиве клинопироксены необычно богаты алюминием и по составу аналогичны пироксенам из верлитов этого массива. Очень железистый состав имеют пироксены из диопсидитов Армакгольского массива, что, вероятно, обусловлено генетической связью этих пород с габброидами данного массива.

Таблица 28

Химический состав клинопироксенов из вебстеритов (вес. %)

Компонент	Дзолен	Улахидский	Харатулинский		
	1171в	402е	420а	420а-1	\bar{x}
SiO ₂	53,70	54,24	55,66	55,20	55,43
TiO ₂	0,06	0,08	0,10	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	1,83	1,38	0,42	0,62	0,52
FeO	2,95	3,61	3,68	2,98	2,83
MnO	0,14	0,13	0,11	0,12	0,11
MgO	15,82	17,01	16,43	17,56	17,00
CaO	23,88	23,50	23,64	23,64	23,64
Na ₂ O	0,28	0,19	0,08	0,13	0,10
Cr ₂ O ₃	0,96	0,39	0,44	0,11	0,27
NiO	0,03	0,03	0,07	0,04	0,05
С у м м а	99,15	100,56	99,63	100,45	100,04
Fe · 100	9,47	10,59	8,52	8,79	8,66
Fe + Mg					

Таблица 28 (окончание)

Компонент	Наранский						
	М-706а	М-706в	706а	732г	706в	727б	706б
SiO ₂	53,34	53,12	54,51	53,37	54,57	53,73	54,80
TiO ₂	0,06	0,08	0,04	0,12	0,08	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	0,73	0,79	0,22	1,73	0,98	1,53	1,14
FeO	3,74	3,29	3,73	4,10	3,32	4,02	3,78
MnO	0,10	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,13
MgO	18,21	18,38	17,81	16,99	17,76	16,99	16,85
CaO	22,73	22,67	23,26	22,92	22,00	22,86	23,66
Na ₂ O	0,11	0,07	0,10	0,15	0,06	0,08	0,14
Cr ₂ O ₃	0,51	0,50	0,53	0,59	0,48	0,45	0,24
NiO	Не опр.	Не опр.	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
С у м м а	99,53	99,01	100,36	100,13	99,41	99,90	100,82
Fe · 100	10,35	9,08	10,55	11,90	9,47	11,72	11,16
Fe + Mg							

Таблица 29

Химический состав клинопироксенов из диопсидитов (вес. %)

Компонент	Барунбаянский			Шишхид-гольский	Ихэдуланский			Армакгольский
	3037-1	3037-2	\bar{x}_1	299-6	443	441	\bar{x}	2188
SiO ₂	53,64	53,77	53,71	54,23	51,52	52,07	51,90	51,49
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,05	0,61	0,41	0,51	0,75
Al ₂ O ₃	1,29	1,46	1,38	1,50	3,58	3,82	3,70	2,39
FeO	4,07	4,25	4,16	3,32	4,51	4,09	4,30	10,75
MnO	0,13	0,11	0,12	Не опр.	0,12	0,12	0,12	0,30
MgO	17,54	17,91	17,72	17,05	15,94	15,96	15,95	14,01
CaO	22,25	21,96	22,11	23,17	21,46	23,19	22,33	20,57
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,32	0,38	0,35	0,38
Cr ₂ O ₃	0,47	0,43	0,45	Не опр.	0,53	0,53	0,53	Не обн.
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.
С у м м а	99,39	99,89	99,85	99,32	98,63	100,57	99,59	100,64
Fe · 100	11,53	11,76	11,61	9,80	13,71	12,60	13,21	30,07
Fe + Mg								

Барунбаянский			Наранский				
3037а	3037б	\bar{x}	M-732а	1251-1	1251-1а	732а-1	732г-2
53,88	54,11	54,00	51,70	52,00	53,34	52,65	53,05
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,20	0,15	0,12	0,16	0,13
1,15	1,16	1,15	2,23	1,62	1,60	1,53	1,70
4,04	4,42	4,23	6,05	6,00	5,79	6,30	4,16
0,15	0,15	0,15	0,27	0,12	0,14	0,16	0,10
17,86	18,89	18,38	17,30	18,10	16,81	15,69	17,08
22,24	20,36	21,30	20,90	21,30	21,05	21,82	22,78
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,34	0,27	0,09	0,13	0,15
0,43	0,43	0,43	0,16	0,31	0,37	0,17	0,45
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,02	0,03	0,05	0,04	0,04
99,75	99,52	99,64	99,17	99,90	99,36	98,65	99,64
11,23	11,62	11,43	16,21	15,74	16,24	18,55	12,05

Наранский		Тайширинский					Ихэдуланский
732-1	\bar{x}	80	586	586-1	282	\bar{x}	442
53,60	53,37	54,12	53,26	54,42	53,44	53,81	51,17
Не обн.	0,10	0,06	0,06	0,05	0,09	0,07	0,76
1,20	1,31	1,14	0,41	0,98	1,37	0,98	2,58
5,03	4,56	3,39	4,10	3,94	5,59	4,23	8,63
0,18	0,14	0,12	0,13	Не опр.	Не опр.	0,12	0,24
16,61	17,28	17,85	17,84	17,35	17,21	17,56	13,99
21,65	22,28	22,54	22,74	21,75	23,48	22,63	21,78
0,28	0,15	0,08	0,08	0,13	0,19	0,12	0,29
0,60	0,41	0,55	0,58	Не опр.	Не опр.	0,56	0,15
0,01	0,04	0,04	0,06	"	"	0,05	0,04
99,16	99,64	99,89	99,25	98,62	98,80	100,13	99,63
14,66	12,92	9,61	11,42	11,34	16,73	12,24	25,67

Клинопироксен родингитов

Особый парагенетический тип представляют пироксены из кальций-силикатных пород — родингитов. Эти породы различного минерального парагенезиса широко распространены в гипербазитовых массивах региона [5]. В парагенезисе с клинопироксеном в них могут присутствовать везувиан, гранат (гроссуляр-андрадитового ряда), тремолит-актинолит, минералы группы эпидота, хлорит (клинохлор). Характерная особенность этих клинопироксенов — их весьма невыдержанный состав. Существенные различия отмечаются по содержанию ряда компонентов (TiO_2 — 0 — 1,62, Al_2O_3 — 0—3,53, Cr_2O_3 — 0—3,05 вес. %). Это же можно отметить и в отношении других минералообразующих компонентов и железистости.

Изменения состава клинопироксенов из родингитов не коррелируются с их минеральным парагенезисом, примером чего служит присутствие в одной и той же породе двух пироксенов разного состава, один из которых обогащен хромом и алюминием (табл. 30, обр. 1136е). При этом согласно пересчету на кристаллохимическую формулу алюминий и хром входят в минерал в виде чермакитового компонента $Ca(CrAl)_2SiO_6$ с необычно высоким количеством хрома. Наличие такого минерала в данном случае подтверждается отсутствием натрия. Другой клинопироксен в этой же породе (обр. 1136е-1), напротив, практически не содержит алюминия и хрома. Во всех изученных пироксенах из родингитов кальций преобладает над магнием.

Химический состав клинопироксенов из родингитов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	55,20	49,93	54,54	54,19	51,66
TiO ₂	Не обн.	0,09	0,04	0,04	1,08
Al ₂ O ₃	"	2,62	0,23	0,02	3,44
FeO	1,19	5,20	4,23	3,03	5,80
MnO	0,29	0,16	0,08	0,07	0,18
MgO	17,92	11,47	15,51	16,47	15,51
CaO	26,02	26,60	25,23	24,96	22,23
Na ₂ O	0,03	0,13	0,08	Не обн.	0,33
Cr ₂ O ₃	0,01	3,05	0,04	0,03	0,05
NiO	0,01	0,02	0,03	0,05	0,05
С у м м а	100,67	99,87	100,01	98,86	100,33
Fe · 100					
Fe + Mg	3,69	20,25	13,31	9,31	17,33

Массивы: 1—3 — Эрдэниулинский, обр. 1141ж, 1136е, 1136е-1; 4 и 6 — Найтуринский, обр. 791г, 791в; 5 и 7 — Ихэдуланский, обр. 1829-1, 1829в; 8—11 — Уланхудукский, обр. 1863-3, 1873, 3-65, 1873-1.

Остановимся кратко на корреляции между содержаниями элементов и некоторыми параметрами состава моноклинных пироксенов. Связи между катионами и роль последних в структуре пироксенов подробно рассмотрены в работе [45].

Поскольку наши данные отличаются как в количественном отношении от ранней имевшейся выборки по клинопироксенам гипербазитовой формации, так и в качественном отношении, потому что выполнены рентгеноспектральным методом, полученные результаты корреляционного анализа должны дополнить предыдущие исследования. Необходимо учесть, что в нашем случае мы имеем узкие парагенетические группы пироксенов, а также то, что в рентгеноспектральных анализах отсутствуют определения трехвалентного железа, что, по-видимому, должно отразиться на характере связей.

Прежде всего отметим, что содержание никеля с другими компонентами в пироксенах выделенных групп коррелируется различно. Так, за исключением родингитов он имеет наиболее заметную положительную связь с хромом и титаном. В одних случаях эта связь значимая, в других — нет. С другими катионами никакая закономерность в характере связей не устанавливается. Согласно расчету, проведенному для общей выборки, включающей лерцолиты, верлиты и вебстериты, никель положительно коррелирует только с хромом. Из-за очень малого содержания никеля трудно судить о характере его изоморфизма в структуре пироксена. Можно лишь предполагать (на основании положительной корреляции с хромом), что никель, как и хром, характеризует геохимическую специфику ультраосновных пород, содержащих данные пироксены. Железистость (f) имеет положительную связь с Fe²⁺ и отрицательную с магнием, за исключением пироксенов из лерцолитов и верлитов, в которых вследствие малой дисперсии магния его очевидная связь с железистостью отсутствует. Кроме того, в клинопироксенах из лерцолитов f имеет отрицательную связь с Са и положительную с Мп.

В пироксенах из верлитов и вебстеритов проявлены отрицательные связи f с Si и положительные — с Ti. Наряду с этим в группе вебстеритов f имеет отрицательную корреляцию с хромом и положительную с Мп и Na. Положительная связь f с Na проявлена в пироксенах из верлитов. В этих пироксенах, как и в лерцолитах, f связана отрицательной связью с Са. По общей выборке анализов клинопироксенов f положительно коррелируется, не считая очевидных связей с Fe и Mg, с Ti и Мп и отрицательно — с Cr и Са. При этом наведенные отрицательные связи с Si и соответственно положительные с Al^{IV}, а также положительные связи с Na исчезли. Не исключено, что положительные связи f с Na в группе верлитов и вебстеритов указывают на присутствие натрия в железистых разновидностях пироксенов в виде эгиринового компонента.

Во всех типах клинопироксенов проявлена очевидная отрицательная связь суммарно-

6	7	8	9	10	11
54,67	51,04	52,81	54,26	51,92	54,54
0,05	1,62	0,09	0,08	0,04	0,09
0,17	3,53	0,94	0,97	1,44	1,42
4,33	9,03	11,99	3,88	5,13	4,26
0,15	0,23	0,24	0,13	0,14	0,13
15,67	13,67	10,04	14,39	15,22	14,26
25,17	20,51	21,99	26,37	23,77	25,41
0,02	0,44	0,15	0,02	0,22	0,05
Не обн.	0,06	0,33	0,05	0,17	0,63
0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02
100,26	100,17	98,61	100,17	98,09	100,81
13,45	26,98	40,13	13,13	15,84	14,50

го алюминия с Si и положительная — с Al^{IV} и Al^{VI} . Везде имеется и положительная связь ΣAl с Na и Ti, а в группе клинопироксенов из лерцолитов, кроме того, положительная с хромом и отрицательная с Mg и Ca. В верлитах и вебстеритах суммарный алюминий клинопироксенов проявляет положительную связь с Fe^{2+} , а в вебстеритах, кроме того, отрицательную связь с Mg и соответственно положительную с f. В пироксенах общей выборки ΣAl положительно коррелируется с Ti, Cr и Na и отрицательно с Mg, причем основной вклад из ΣAl в связь с Ti вносит Al^{IV} , а с Mg— Al^{VI} . В связь с Cr и Na вклад алюминия разной координации примерно равный.

Связь коэффициента K (отношение Ca к сумме Ca и Mg), величина которого используется в клинопироксенах в качестве геотермометра для сосуществующих пироксенов, с катионами пироксенов из лерцолитов, кроме очевидной, не проявлена. В пироксенах вебстеритов существует положительная связь K с Al^{VI} , Ti и Na. В общей выборке параметр K показывает положительную связь с Al^{VI} , поэтому величина коэффициента и, следовательно, оцениваемые температуры будут зависеть от количества алюминия в шестерной координации. При этом увеличение Al^{VI} приводит к заниженным оценкам температуры, что согласуется с данными некоторых исследователей [187, 211] о влиянии алюминия и давления на температуры кристаллизации клинопироксенов. Детально этот вопрос применительно к оценкам температур по двупироксеновому геотермометру рассмотрен Н.В. Соболевым [157], показавшим влияние алюминия на определяемые температуры в высокобарических парагенезисах.

Во всех группах клинопироксенов, поскольку количество Al^{IV} прибавляется к количеству Si до 2,000, коэффициент корреляции между Al^{IV} и Si близок или равен единице. Поэтому коэффициенты парной корреляции между Al^{IV} и другими компонентами по величине близки или равны коэффициентам корреляции кремния с этими же катионами, но с противоположным знаком.

Согласно Н.Л. Добрецову с соавторами [45], в случае изоморфизма по схеме $SiR^2 \rightarrow Al^{IV}R^{3+}$ должны проявиться отрицательные связи Si с Al^{IV} и R^{3+} . Полученные нами данные согласуются с этими предположениями. В большинстве парагенетических групп клинопироксенов, особенно если связи значимые, мы имеем отрицательные коэффициенты корреляции Si с Al^{IV} , титаном и хромом. Наиболее четко эта картина проявлена в общей выборке. Положительные значимые связи кремния с магнием фиксируются только в клинопироксенах из лерцолитов. В пироксенах из верлитов и вебстеритов кремний связан отрицательной связью с железом и марганцем. Во всех типах клинопироксенов фиксируется отрицательная связь Si с Na. С кальцием кремний связан

Таблица 31

Средний химический состав клинопироксенов

Компонент	Лерцолиты (22)		Верлиты (20)	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S
SiO ₂	52,58	1,18	52,44	1,28
TiO ₂	0,20	0,24	0,30	0,28
Al ₂ O ₃	2,90	1,22	2,54	0,93
FeO	3,34	1,02	4,04	1,05
MnO	0,12	0,05	0,07	0,06
MgO	16,63	0,73	16,67	0,67
CaO	22,88	1,02	22,64	1,28
Na ₂ O	0,25	0,19	0,23	0,09
Cr ₂ O ₃	0,84	0,36	0,37	0,37
NiO	0,04	0,01	0,02	0,02
С у м м а	99,78		99,32	
Fe · 100				
Fe + Mg	10,08	2,83	11,92	2,90

В скобках — число анализов, по которым рассчитывались средние значения.

Таблица 32

Средние составы клинопироксенов из различных типов пород, выраженные в миналах (%)

Минал	Лерцолиты	Верлиты	Вебстериты	Диопсидиты	Родингиты
Жадеит	1,8	—	—	—	—
Эгириц	—	1,7	1,0	1,3	1,0
Чермакит	7,9	7,0	3,3	6,1	3,4
Диопсид	89,6	89,0	88,0	86,9	80,2
Клиногиперстен	0,7	2,3	7,7	5,7	—
Геденбергит	—	—	—	—	15,4

положительной связью в пироксенах верлитов и лерцолитов. В других группах пироксенов эта связь тоже положительная, но незначимая. Такая зависимость между этими катионами проявлена и в общей выборке, где связь магния и железа с кремнием отсутствует. В то же время сильная отрицательная связь Ca с Fe²⁺, наблюдаемая во всех группах клинопироксенов, указывает на то, что в пироксенах чермакитовый компонент может иметь вид Fe²⁺R²⁺ · [AlSiO₆], в котором место кальция занято Fe²⁺.

Исходя из средних составов клинопироксенов (табл. 31) можно допустить, что часть железа в них должна присутствовать в форме Fe³⁺, потому что имеется дефицит R³⁺ относительно Al^{IV} (за исключением пироксенов из родингитов) после связывания натрия в жадеитовый или тем более в эгириновый компонент. Сейчас трудно сказать, в виде какого компонента (жадеитового или эгиринового) натрий связан в структуре клинопироксена, поскольку нет независимой оценки содержания Fe³⁺ и корреляции его с Na. Косвенные соображения, в частности положительная связь Na с Fe²⁺ (более вероятное присутствие Fe³⁺ с увеличением Fe²⁺) и в некоторых случаях — с железистостью, указывают на присутствие натрия в виде эгиринового компонента во всех группах, за исключением лерцолитов. В пироксены последних натрий входит в виде жадеитового компонента, что в какой-то степени подтверждается отсутствием связей с Fe²⁺. Вместе с тем количество жадеита в пироксенах из лерцолитов и эгирина в пироксенах остальных групп весьма ограничено: максимальное количество жадеитового компонента — 5,8%, эгиринового — 3,2%.

Таким образом, исходя из наиболее сильных корреляционных связей между катионами в структуре клинопироксена как отдельных парагенетических типов, так и в це-

Вебстериты (24)		Диопсидиты (6)		Родингиты (11)	
\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
53,62	1,05	52,79	1,23	53,16	1,77
0,11	0,15	0,30	0,33	0,29	0,54
1,25	0,57	2,34	1,12	1,34	1,31
4,40	1,38	5,17	2,76	5,28	2,94
0,13	0,06	0,13	0,10	0,16	0,07
17,18	1,02	16,40	1,42	14,56	2,22
22,44	0,95	22,10	1,01	24,39	2,00
0,14	0,09	0,18	0,20	0,13	0,14
0,39	0,22	0,33	0,25	0,40	0,90
0,03	0,02	Не опр.		0,03	0,01
99,69		99,74		99,74	
12,61	3,95	14,91	7,54	17,08	9,65

лом можно отметить, что в изученных пироксенах наиболее вероятными компонентами будут следующие: чермакит типа Fe^{2+} (Ti, Cr, Al^{VI} , Fe^{3+}) [$Al^{IV}SiO_6$], в лерцолитах — жадеит $NaAlSi_2O_6$, а в остальных пироксенах — эгирин $NaFe^{3+}Si_2O_6$. Кальций и магний связаны в виде диопсидового компонента $CaMgSi_2O_6$, в пироксенах из диопсидитов, родингитов и вебстеритов, где проявлена отрицательная связь Mg с Fe^{2+} и при избытке Ca нужно учитывать геденбергитовый компонент — $CaFe^{2+}Si_2O_6$. В пироксенах, в которых наблюдается избыток магния и железа, необходимо выделить компонент типа клиногиперстена $MgFeSi_2O_6$. Марганец следует объединять с Fe^{2+} в геденбергитовый, а при его отсутствии — в чермакитовый компонент. Такой компонентный состав, по нашему мнению, лучше всего отражает характер связей в изученных клинопироксенах.

Пересчет на миналы средних составов клинопироксенов (табл. 32) показывает, что в пироксенах ряда лерцолиты—верлиты—вебстериты уменьшается количество чермакита, диопсида и натриевого компонента и, напротив, возрастает содержание клиногиперстена. Кроме того, эти данные свидетельствуют о близости моноклинных пироксенов из диопсидитов и вебстеритов, т. е. о принадлежности их к пироксенам пород апогипербазитовой природы.

При сравнении средних составов моноклинных пироксенов различных парагенезисов выявляются признаки, характеризующие каждую группу. Так, вычисленные значения критерия Стьюдента (табл. 33) показывают наибольшие различия между клинопироксенами вебстеритов-лерцолитов и верлитов-вебстеритов. В первых они различаются по количеству Si, ΣAl , Al^{IV} и Al^{VI} , Cr, Fe^{2+} и Na. Во вторых имеются те же самые различия, за исключением содержания хрома и Fe^{2+} . Поскольку в пироксенах из вебстеритов распределение значений железистости не подчиняется нормальному закону, по этому параметру они не сравнивались. Между пироксенами верлитов и лерцолитов устанавливается разница в содержании Cr, Fe^{2+} и по железистости.

Следует отметить, что различия в составе клинопироксенов из верлитов и лерцолитов проявлены не так четко, как между пироксенами перидотитов и вебстеритов. Ввиду малого количества данных клинопироксены из диопсидитов с другими пироксенами не сравнивались. Однако, как говорилось выше, они по составу приближаются к пироксенам из вебстеритов. Пироксены из родингитов, имеющих метасоматический апогаббровый генезис, отличаются от остальных клинопироксенов по многим параметрам, главные из которых — высокая железистость и высококальциевый состав. Для них характерны значительные вариации состава, фиксируемые по большим дисперсиям средних значений компонентов.

Подводя итог обсуждению особенностей состава моноклинных пироксенов различ-

Оценка значимости различий средних составов клинопироксенов разных типов пород по критерию Стьюдента [169]

Компонент	Лерцолиты—верлиты	Лерцолиты—вебстериты	Верлиты—вебстериты
Si	—	5,29	3,96
Σ Al	—	5,73	5,24
Al ^{IV}	—	5,51	4,10
Al ^{VI}	—	4,13	4,25
Cr	3,83	4,73	—
Fe ²⁺	2,32	2,96	—
Na	—	2,64	3,85
<i>f</i>	2,08	—	—
$t_{0,5}$	2,02	2,02	2,02
$t_{0,1}$	2,70	2,70	2,70

ных парагенетических типов, отметим главные их особенности. Моноклинные пироксены альпинотипных гипербазитов Монголии представлены главным образом низкоглиноземистыми и малонатриевыми разностями. Несколько выше глиноземистость в пироксенах лерцолитов некоторых массивов. В этих породах клинопироксен наиболее обогащен хромом и суммой компонентов, изоморфизм которых в структуре пироксена ограничен. В разных парагенетических типах пироксенов отмечаются различия не только в составе, но и в характере корреляционных связей между катионами. Согласно пересчетам средних составов пироксенов ультраосновных пород на миналы, важнейший из них — диопсидовый. Наряду с отличиями, фиксируемыми в клинопироксенах различных парагенезисов, отмечены различия в составе пироксенов одного парагенезиса в разных массивах, что может быть связано как с исходным субстратом, так и с различными физическими условиями кристаллизации пироксенов.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Хромшпинелиды как акцессории в разных количествах присутствуют в дунитах, гарцбургитах, лерцолитах, верлитах и пироксенитах. В последних акцессории встречаются только в отдельных массивах и в разностях, обогащенных ромбическим пироксеном. Поэтому в ортопироксенитах хромшпинелиды отмечаются довольно часто, в вебстеритах они редки, а в диопсидитах практически не встречаются.

Т а б л и ц а 34

Химический состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов (вес.%)

Компонент	Шишхидгольский							
	31-9	32-3	1409	31-10	1410	296а	299-4	
TiO ₂	0,07	0,04	0,06	0,02	0,12	He опр.	He опр.	
Al ₂ O ₃	6,15	10,92	9,32	21,85	6,00	7,18	14,90	
Cr ₂ O ₃	60,70	56,00	56,19	45,56	60,12	61,45	41,37	
Fe ₂ O ₃	4,86	2,80	4,02	2,06	4,33	2,61	13,26	
FeO	16,23	18,28	19,38	16,54	16,73	18,73	22,81	
MnO	0,35	0,57	0,60	0,62	0,35	0,24	0,60	
MgO	13,56	9,34	8,45	11,80	9,97	9,16	6,94	
NiO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	He опр.	He опр.	
С у м м а	98,96	97,99	98,06	99,49	97,68	99,37	99,97	
<i>m</i>	53,84	47,76	43,74	56,01	51,46	46,58	35,19	

$m = Mg \cdot 100 / Mg + Fe$.

В настоящей работе аксессуарные хромшпинелиды разделены на типы с целью выяснения зависимости их химизма от парагенезиса. Анализ литературных данных по составу аксессуарных хромшпинелидов из гипербазитов, где породы называются: перидотит, пироксеновый дунит, гарцбургитовый дунит и так далее, показывает, что такие наименования вносят неопределенность в изучение зависимости состава хромшпинелидов от парагенезиса. В этих случаях устанавливаются лишь широкие колебания состава аксессуарных, не поддающиеся генетической интерпретации. Учитывая сказанное, мы проводили исследование состава аксессуарных хромшпинелидов на строгом парагенетическом принципе. Ниже сначала рассмотрены данные по аксессуарным хромшпинелидам различных типов, а затем охарактеризованы рудные хромшпинелиды.

Хромшпинелиды дунитов

Состав хромшпинелидов из дунитов отличается низким содержанием алюминия и высоким — хрома. В весьма ограниченных количествах в них присутствуют титан и никель, количество которых редко превышает десятые доли процента. Содержание марганца колеблется от 0,24 до 0,62 вес.% и по сравнению с титаном и никелем выше. Количество магния и двухвалентного железа в структуре хромшпинелидов примерно равно и в виде кристаллохимических коэффициентов составляет соответственно 0,498 и 0,490. Как видно на примере образцов из Шишхидгольского массива (табл. 34), составы хромшпинелидов из дунитов подвержены значительным колебаниям, которые наиболее ярко проявляются в содержаниях алюминия и трехвалентного железа. Содержания других элементов варьируют в меньшей степени. В разных массивах хромшпинелиды дунитов имеют близкий состав, за исключением Al и Fe^{3+} . Согласно корреляционному анализу в хромшпинелидах дунитов алюминий и хром взаимно замещают друг друга, а магний замещает двухвалентное железо.

Хромшпинелиды гарцбургитов

В составе хромшпинелидов этой группы, как и в аксессуарах из дунитов, в малых количествах, редко превышающих десятые доли процента, присутствуют титан, никель и в более заметных — марганец. В отличие от хромшпинелидов из дунитов в этих хромшпинелидах больше алюминия и меньше хрома. В разных массивах составы минералов различаются по содержанию алюминия, хрома, железа и магния. Заметны вариации количеств хрома и алюминия в хромшпинелидах гарцбургитов из одного массива. Магнетизальность аксессуарных из гарцбургитов практически не опускается ниже 50% (табл. 35).

Корреляционные связи компонентов в хромшпинелидах из гарцбургитов приблизительно такие же, как и в аксессуарах дунитов. Хром и алюминий, двухвалентное желе-

Шишхидгольский			Эггингольский	Наранский	Тайширинский
295	299	\bar{x}	1107г	7136	1124г
Не опр.	Не опр.	0,06	0,04	0,09	0,11
7,08	7,77	10,14	12,58	9,15	12,76
57,65	60,26	66,59	53,31	57,13	51,14
6,44	5,34	5,08	3,75	3,86	5,86
19,18	11,54	17,71	17,60	18,02	17,73
0,60	0,47	0,49	0,55	0,61	0,32
8,64	13,69	9,84	9,91	9,30	10,01
Не опр.	Не опр.	0,04	0,05	0,04	0,08
99,59	99,07	98,95	97,79	98,20	98,01
44,51	67,91	49,70	50,10	47,91	50,10

Таблица 35

Химический состав акцессорных хромшпинелидов из гарцбургитов (вес.%)

Компонент	Хутульский			Улахидский				
	220а	231в	\bar{x}	301	302	302-1	303	\bar{x}
TiO ₂	0,03	Не обн.	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	18,26	30,50	24,38	22,80	22,28	23,12	30,50	24,68
Cr ₂ O ₃	50,64	38,34	44,49	41,95	42,64	41,60	38,34	41,13
Fe ₂ O ₃	2,48	2,10	2,29	5,43	4,23	5,09	2,14	4,22
FeO	14,41	11,99	13,20	16,42	18,22	17,98	11,95	16,14
MnO	0,38	0,35	0,37	0,12	0,46	0,41	0,35	0,34
MgO	12,96	15,84	14,40	12,26	10,72	11,17	15,84	12,50
NiO	0,05	Не опр.	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
С у м м а	99,21	99,12	99,18	98,98	98,55	99,37	99,12	99,01
<i>m</i>	61,48	70,16	65,82	57,06	51,21	52,53	70,33	57,78

Таблица 35 (окончание)

Компонент	Наранский				Эгйингольский	Шишхидгольский
	705а	712в	711а	\bar{x}	1107	32-5
TiO ₂	0,07	0,15	0,04	0,09	0,10	0,03
Al ₂ O ₃	9,22	10,43	10,86	10,17	24,35	16,80
Cr ₂ O ₃	55,70	57,29	56,14	56,38	43,56	51,15
Fe ₂ O ₃	6,45	3,01	3,17	4,21	2,91	1,00
FeO	17,70	16,94	17,01	17,22	16,78	17,22
MnO	0,60	0,60	0,55	0,58	0,36	0,44
MgO	9,83	10,39	10,22	10,15	12,38	11,66
NiO	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
С у м м а	99,63	98,86	98,04	98,86	100,49	98,34
<i>m</i>	49,80	52,23	51,62	51,22	56,75	54,66

зо и магний взаимно замещают друг друга. Из корреляционного анализа следует, что с увеличением железистости хромшпинелидов из гарцбургитов в них возрастает хромистость и уменьшается глиноземистость.

Хромшпинелиды лерцолитов

Состав хромшпинелидов из лерцолитов (табл. 36) по сравнению с предыдущими двумя парагенетическими типами более глиноземистый и магниезильный и в то же время значительно менее хромистый. В этих хромшпинелидах возрастают содержания титана, никеля и, напротив, резко уменьшается количество марганца. Особенно четко это проявляется в хромшпинелидах из лерцолитов Алагульского и Эрдэниулинского массивов. Иногда они становятся весьма глиноземистыми, а содержание хрома в них резко падает, и они приближаются по составу к хромшпинелидам, распространенным в ксенолитах шпинелевых или пироповых лерцолитов в базальтах [6, 7, 80]. Но встречаются и лерцолиты (Наранский массив), в которых хромшпинелид имеет очень высокохромистый состав при аномально низком содержании глинозема, и по этим параметрам они ближе к хромшпинелидам дунитов или хромитовых руд. Однако общее количество хромшпинелидов в лерцолитах с аномальным составом невелико — 20% от всех проанализированных образцов.

Коэффициенты парной корреляции между содержаниями элементов и параметрами

Таблица 36

Химический состав аксессуарных хромшпинелидов из лерцолитов (вес.%)

Компонент	Алагульский				Эрдэниулинский	
	1847а	2021а	2022а	\bar{x}	1132г	1136г
TiO ₂	0,10	0,22	0,19	0,17	0,51	0,85
Al ₂ O ₃	47,50	23,94	25,30	32,25	25,84	22,76
Cr ₂ O ₃	19,26	42,32	41,88	34,49	35,66	37,72
Fe ₂ O ₃	2,11	3,43	3,17	2,90	7,03	7,66
FeO	12,25	17,81	16,36	15,47	16,31	18,29
MnO	н.о.	0,17	0,09	0,09	0,13	0,19
MgO	17,67	11,72	12,91	14,10	12,67	11,43
NiO	0,25	0,12	0,13	0,17	0,13	0,12
Сумма	99,14	99,73	100,03	99,64	98,28	99,02
<i>m</i>	71,98	53,99	58,42	61,46	58,01	52,56

Таблица 36 (продолжение)

Компонент	Эрдэниулинский				Шишихдольский		
	1137	1137а	1133в	\bar{x}	78	1085	\bar{x}
TiO ₂	0,40	0,03	0,05	0,37	0,02	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	34,61	16,09	41,66	28,19	28,65	24,96	26,81
Cr ₂ O ₃	29,70	52,24	26,18	36,10	36,99	43,30	40,15
Fe ₂ O ₃	5,71	1,16	1,58	4,63	5,65	2,22	3,94
FeO	15,48	17,34	13,30	16,14	16,48	16,56	16,52
MnO	не обн.	0,29	не обн.	0,12	0,26	0,13	0,20
MgO	14,38	10,60	16,38	13,09	13,14	12,53	12,84
NiO	0,18	0,04	0,12	0,12	0,06	0,05	0,06
Сумма	99,46	97,79	99,26	98,63	101,25	99,78	100,54
<i>m</i>	62,39	52,22	68,67	58,78	58,77	57,48	58,15

Таблица 36 (окончание)

Компонент	Эгйингольский				Дзолен	Наранский
	1108а	1105е	1105д	\bar{x}	1163в	11496
TiO ₂	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,12
Al ₂ O ₃	40,47	34,52	41,58	38,86	52,00	3,94
Cr ₂ O ₃	28,02	33,70	26,40	29,37	14,55	62,63
Fe ₂ O ₃	1,58	1,64	1,32	1,51	1,74	6,55
FeO	13,39	13,16	12,46	13,00	10,91	15,61
MnO	не обн.	0,02	не обн.	0,01	не обн.	0,49
MgO	16,35	15,60	16,74	16,23	18,61	10,97
NiO	0,08	0,10	0,12	0,10	0,22	0,06
Сумма	99,93	98,77	98,63	99,11	98,04	100,37
<i>m</i>	68,6	67,94	70,58	69,04	75,28	55,61

состава акцессорных хромшпинелидов из лерцолитов свидетельствуют об изоморфном замещении алюминия хромом и трехвалентным железом. По-видимому, титан также замещает в структуре хромшпинелида алюминий. Двухвалентное железо совместно с марганцем замещается магнием. Для более магнезиальных хромшпинелидов типичны повышенная глиноземистость и пониженная хромистость.

Хромшпинелиды пироксенитов

Хромшпинелиды в пироксенитах, как указывалось выше, встречаются главным образом в ортопироксенитах и реже — в вебстеритах. Иногда акцессории из пироксенитов представлены магнетитом. В диопсидитах хромшпинелиды не обнаружены. Характерная особенность хромшпинелидов из пироксенитов — их довольно изменчивый состав по содержанию большинства компонентов. Наиболее выразительно отличаются они от хромшпинелидов ранее описанных типов по количеству трехвалентного железа, содержание которого достигает 54,39% суммы трехвалентных катионов. Для минералов этого типа обычно наиболее высокая железистость. В различных массивах акцессории из пироксенитов (табл. 37) заметно отличаются по составу. Так, в пироксенитах Эгйингольского массива они более глиноземистые, хромистые и менее железистые, чем в пироксенитах Уланхудукского массива. В последних акцессории, кроме того, содержат повышенные количества окисного железа.

По данным корреляционного анализа, в структуре хромшпинелидов из пироксени-

Т а б л и ц а 37

Химический состав акцессорных хромшпинелидов из пироксенитов (вес.%)

Компонент	Эгйингольский			Уланхудукский		
	1107а	3043-9а	\bar{x}	1862-4	2161-2	\bar{x}
TiO ₂	0,12	0,18	0,15	0,48	0,86	0,67
Al ₂ O ₃	14,19	21,22	17,71	6,54	4,88	5,71
Cr ₂ O ₃	51,68	46,90	49,29	37,58	22,96	30,27
Fe ₂ O ₃	3,86	1,85	2,85	24,36	38,99	31,68
FeO	20,34	18,68	19,51	24,54	27,81	26,18
MnO	0,56	0,25	0,40	0,70	0,41	0,55
MgO	9,10	10,85	9,98	5,41	3,04	4,23
NiO	0,06	0,10	0,08	0,14	0,19	0,17
С у м м а	99,91	100,03	99,97	99,75	99,14	99,46
<i>m</i>	44,41	50,85	47,60	26,79	16,26	21,49

Т а б л и ц а 37 (окончание)

Компонент	Дзюлен	Тайширинский	Улахидский	Харатулинский
	1171в	58б	402е	420а
TiO ₂	0,21	0,24	0,68	0,18
Al ₂ O ₃	18,73	11,43	7,64	9,82
Cr ₂ O ₃	43,95	50,25	29,54	49,20
Fe ₂ O ₃	5,92	8,24	30,17	8,19
FeO	18,92	19,52	27,49	25,56
MnO	0,45	0,52	0,85	0,82
MgO	9,55	8,97	3,37	4,35
NiO	0,07	0,06	0,14	0,06
С у м м а	97,80	99,23	99,88	98,18
<i>m</i>	47,40	44,96	17,95	23,27

тов титан совместно с трехвалентным железом изоморфно замещает алюминий и хром, а магний и двухвалентное железо взаимно замещают друг друга. Для более железистых разновидностей хромшпинелидов характерны меньшая глиноземистость и более высокая титанистость.

Хромшпинелиды рудные

Рудные хромшпинелиды изучались в трех массивах. Судя по полученным данным, состав минерала от массива к массиву меняется мало (табл. 38). Хромшпинелиды этого типа содержат мало титана и никеля. Количество марганца колеблется в незначительных пределах и в среднем равно около 0,5 вес.%. Эти хромшпинелиды характеризуются, кроме того, высокой хромистостью и магниальностью. Общая железистость рудных хромшпинелидов обычно ниже, чем в акцессорных хромшпинелидах. Микроскопическим анализом минерала из сплошных и густовкрапленных хромитовых руд различия между ними не выявлены. Изучение корреляционных зависимостей показало, что в структуре рудных хромшпинелидов алюминий и хром, а также магний и двухвалентное железо взаимно замещают друг друга.

Помимо описанных выше типов хромшпинелидов, было проанализировано два образца этого минерала из верлитов. Один из них оказался близким к хромшпинелидам дунитов, другой — к хромшпинелидам из пироксенитов (табл. 39). Отметим, что эти образцы хромшпинелида входят в состав пород с различными парагенезисами. В первом образце верлита присутствуют оливин, клинопироксен, хромшпинелид, а во втором, кроме того, — плагиоклаз и паргасит. Это еще раз свидетельствует о зависимости состава акцессорных хромшпинелидов от парагенезиса породы.

На рис. 16 нанесены составы хромшпинелидов различных парагенетических типов в координатах $A-C-(F+T)$, показывающих соотношение трехвалентных катионов в структуре минерала. Как видно, наиболее растянут рой фигуративных точек состава акцессориев из лерцолитов. В остальных типах хромшпинелидов точки располагаются близко друг к другу, образуя компактные рои, несколько вытянутые в направлении

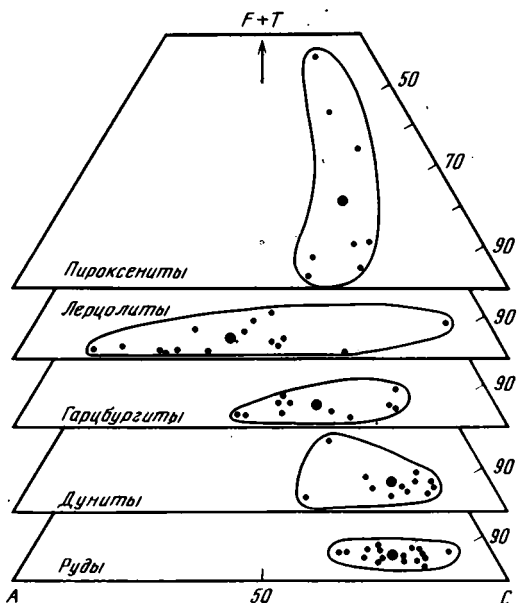


Рис. 16. Диаграмма $A-C-(F+T)$ составов хромшпинелидов из дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и пироксенитов, а также из рудных хромитов гипербазитовых массивов Монголии (см. табл. 40)
Крупные точки — средние составы

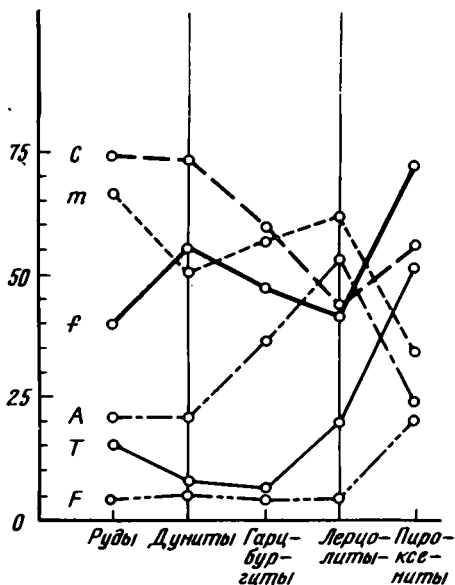


Рис. 17. Сравнение параметров средних составов акцессорных и рудных хромшпинелидов из гипербазитовых массивов Монголии (см. табл. 40)

Таблица 38

Химический состав рудных хромшпинелидов (вес.%)

Компонент	Наранский					
	809э	724е	701е	724в	713а	704в
TiO ₂	0,14	0,10	0,11	0,12	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	11,97	12,25	13,95	7,78	8,26	7,95
Cr ₂ O ₃	55,48	56,29	53,25	58,32	62,05	63,78
Fe ₂ O ₃	5,12	3,86	4,70	5,28	3,28	2,80
FeO	9,72	11,12	9,68	14,93	11,83	11,44
MnO	0,43	0,41	0,35	0,59	0,64	0,50
MgO	15,17	14,33	15,20	11,32	13,60	14,15
NiO	0,14	0,11	0,15	0,08	0,10	0,11
С у м м а	98,17	98,47	97,39	98,42	99,87	100,84
<i>m</i>	73,54	69,60	73,64	57,45	67,11	68,79

Таблица 38 (окончание)

Компонент	Уланхудукский			Шишхидгольский			
	1307-21	1863-2	\bar{x}	1081а	1081-Г	31-11	\bar{x}
TiO ₂	0,18	0,11	0,11	0,12	0,13	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	7,57	4,93	9,62	15,68	13,33	9,67	12,89
Cr ₂ O ₃	60,58	65,33	59,84	51,33	53,54	60,04	54,97
Fe ₂ O ₃	5,39	4,60	4,07	5,07	5,23	3,65	4,65
FeO	12,23	13,14	12,05	14,49	15,34	10,37	13,40
MnO	0,53	0,54	0,46	0,44	0,46	0,48	0,46
MgO	12,80	12,79	13,77	12,90	12,11	14,65	13,22
NiO	0,10	0,08	0,10	0,10	0,10	0,08	0,09
С у м м а	100,38	101,52	100,02	100,13	100,24	99,05	99,80
<i>m</i>	63,25	63,41	66,97	61,29	58,37	71,60	63,75

Таблица 39

Химический состав акцессорных хромшпинелидов из верлитов (вес. %)

Компонент	Шишхид-гольский	Ихэдуланский		Компонент	Шишхид-гольский	Ихэдуланский	
	М-697	1514-3	\bar{x}		М-697	1514-3	\bar{x}
TiO ₂	0,18	2,01	1,10	MnO	0,77	0,91	0,84
Al ₂ O ₃	7,44	19,67	13,56	MgO	8,56	6,73	7,65
Cr ₂ O ₃	58,96	31,16	45,06	NiO	0,04	He онр.	0,04
Fe ₂ O ₃	4,97	13,37	9,17	С у м м а	100,54	99,26	99,94
FeO	19,62	25,41	22,52	<i>m</i>	43,73	32,22	37,75

глиноземистость—хромистость. В отличие от остальных парагенетических типов поле составов хромшпинелидов из пироксенитов вытянуто вдоль вертикальной оси диаграммы, в сторону суммарного количества титана и трехвалентного железа. Такая картина, как и данные корреляционного анализа, свидетельствует о взаимном замещении в структуре хромшпинелидов всех парагенетических типов (исключая пироксениты) хрома и алюминия. В хромшпинелидах из пироксенитов хром и алюминий совместно замещаются титаном и трехвалентным железом. Причем, судя по более высокому зна-

Наранский				Уланхудукский			
723а	1590-2	809д	\bar{x}	1187а	1197в	1861-9	
0,11	0,21	0,10	0,12	0,06	0,07	0,12	
12,50	12,34	8,13	10,57	16,85	10,12	8,65	
56,95	55,16	63,09	58,26	50,75	60,47	62,05	
3,28	5,55	2,75	4,07	4,70	2,64	3,01	
13,13	12,95	12,75	11,95	10,24	11,98	11,67	
0,49	0,46	0,52	0,49	0,36	0,41	0,46	
13,30	13,62	13,21	13,77	15,39	13,77	14,08	
0,09	0,08	0,05	0,10	0,14	0,07	0,10	
99,85	100,37	100,60	99,33	98,49	99,53	100,44	
64,34	65,26	64,97	67,19	72,75	67,14	68,28	

чению коэффициента парной корреляции между хромом и трехвалентным железом, наиболее вероятно, что в хромшпинелидах из пироксенитов проявляется изоморфизм между хромом и трехвалентным железом.

Общий характер изменения состава хромшпинелидов показан на рис. 17. Как видно, все парагенетические типы хромшпинелидов по изменению химизма разделились на три группы. Первая группа — рудные хромшпинелиды, которые характеризуются самой высокой хромистостью и магнезиальностью. Вторая — акцессорные хромшпинелиды дунитов, гарцбургитов и лерцолитов. В этой группе наблюдается закономерное изменение химического состава по всем параметрам. Хромистость и общая железистость уменьшаются от дунитов к гарцбургитам и лерцолитам. Напротив, магнезиальность, глиноземистость и титанистость в этом ряду возрастают. Такое закономерное изменение химизма хромшпинелидов из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, вероятно, указывает на генетическую близость этих пород. Третья группа — хромшпинелиды из пироксенитов. Для них характерны самая высокая титанистость и общая железистость и соответственно наиболее низкая магнезиальность. В составе этих хромшпинелидов наиболее широко проявлен изоморфизм трехвалентного железа.

Оценка значений различных средних составов хромшпинелидов разных типов парагенезисов (табл. 40 и 41) показывает правомерность их выделения. В частности, отдельные типы хромшпинелидов хорошо различаются по содержаниям титана, никеля и марганца. Если даже не учитывать титан и никель, содержание которых иногда очень мало, то имеются значимые отличия типов хромшпинелидов по содержанию двухвалентного железа и магния, а также по общей железистости и магнезиальности. В тех случаях, когда эти параметры близки (например, в парах: рудные хромшпинелиды—акцессорные хромшпинелиды из лерцолитов, акцессорные — из дунитов и гарцбургитов, из гарцбургитов и лерцолитов), между хромшпинелидами указанных типов фиксируются различия по содержанию хрома и алюминия и по хромистости и глиноземистости. Ниже приведены основные результаты изучения акцессорных и рудных хромшпинелидов.

Состав хромшпинелидов выделенных парагенетических типов изменяется в зависимости от парагенезиса пород. Акцессорные хромшпинелиды дунитов и рудные — наиболее высокохромистые и малоглиноземистые. Они отличаются максимальной магнезиальностью и минимальной общей железистостью. В ряду дунит—гарцбургит—лерцолит хромистость и общая железистость хромшпинелидов уменьшаются, а глиноземистость и магнезиальность увеличиваются. Акцессорные хромшпинелиды пироксенитов характеризуются самой высокой железистостью и очень изменчивым содержанием железа и магния. Во всех типах хромшпинелидов в позиции, занятой двухвалентными катионами, железо и магний взаимно замещаются. В позиции, занятой трехвалентными катионами, в хромшпинелидах из пироксенитов трехвалентное железо замещает хром и алюминий, а в хромшпинелидах остальных групп алюминий и хром замещают друг друга.

В разных массивах акцессорные хромшпинелиды из пород одного парагенезиса в раз-

Таблица 40

Средние химические составы хромшпинелидов из различных парагенетических типов (вес.%)

Компонент	Руды (17)		Дуниты (12)	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S
TiO ₂	0,12	0,04	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	10,70	3,23	10,48	4,58
Cr ₂ O ₃	58,14	4,48	55,16	6,15
Fe ₂ O ₃	4,17	1,05	4,93	2,93
FeO	12,24	1,73	17,73	2,61
MnO	0,47	0,08	0,49	0,14
MgO	13,67	1,11	9,81	1,71
NiO	0,10	0,03	0,03	0,03
Сумма	99,61		98,68	
<i>Количество ионов в пересчете на 4 (O)</i>				
Ti	0,003	0,001	0,001	0,001
Al	0,406	0,118	0,409	0,164
Cr	1,486	0,128	1,464	0,183
Fe ³⁺	0,102	0,025	0,125	0,074
Fe ²⁺	0,331	0,049	0,498	0,078
Mn	0,013	0,002	0,014	0,004
Mg	0,657	0,049	0,490	0,078
Ni	0,003	0,001	0,001	0,001
<i>Параметры состава</i>				
A	20,33	5,92	20,45	8,19
C	74,42	6,39	73,26	9,14
F	5,10	1,27	6,25	3,71
T	0,15	0,06	0,07	0,06
f	39,63	5,03	55,63	8,14
m	66,52	4,93	49,59	7,87

$A = Al \cdot 100 / Al + Cr + Fe^{3+} + Ti$; $C = Cr \cdot 100 / Al + Cr + Fe^{3+} + Ti$; $T = Ti \cdot 100 / Al + Cr + Fe^{3+} + Ti$; $F = Fe^{3+} \cdot 100 / Al + Cr + Fe^{3+} + Ti$; $f = (Fe^{3+} + Fe^{2+}) \cdot 100 / Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg$; $m = Mg \cdot 100 / Mg + Fe^{2+}$. В скобках — число анализов.

Таблица 41

Оценка значимости различий средних составов хромшпинелидов различных парагенезисов

Компонент	Р-Д	Р-Г	Р-Л	Р-П	Д-Г	Д-Л	Д-П	Г-Л	Г-П	Л-П
TiO ₂	4,64	4,46	—	2,61	—	—	3,33	—	3,41	—
NiO	6,19	6,03	—	—	—	5,07	3,56	5,02	3,53	—
MnO	—	—	8,53	—	—	9,02	—	5,40	—	5,45
Al	—	4,01	6,36	—	3,59	5,95	—	2,68	2,51	4,84
Cr	—	3,84	6,62	3,94	3,12	5,84	3,39	2,91	—	—
Fe ²⁺	6,66	3,79	—	6,19	2,33	3,99	2,84	—	4,17	5,07
Mg	6,56	3,68	—	6,18	2,38	4,39	2,76	—	4,14	5,25
A	—	4,01	6,38	—	3,60	5,97	—	2,70	2,51	4,86
C	—	3,85	6,61	3,95	3,38	5,82	3,38	2,89	—	—
f	6,04	2,74	—	5,66	2,51	4,05	2,74	—	4,10	4,94
m	6,59	3,77	—	6,26	2,37	4,18	2,81	—	4,19	5,19
t _{0,5}	2,05	2,06	2,04	2,07	2,08	2,06	2,10	2,06	2,11	2,08
t _{0,1}	2,77	2,78	2,75	2,81	2,83	2,79	2,88	2,80	2,90	2,83

Хромшпинелиды: Р — из руд, Д — дунитов, Г — гарцбургитов, Л — перцолитов, П — пироксенитов.

Гарцбургиты (11)		Лерцолиты (15)		Пироксениты (8)	
\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
0,04	0,05	0,17	0,24	0,37	0,27
19,92	7,53	30,92	12,61	11,81	5,85
47,03	7,29	35,37	12,35	41,51	10,53
3,46	1,65	3,50	2,34	15,20	13,96
16,06	2,26	15,03	2,30	22,86	3,90
0,42	0,14	0,12	0,14	0,57	0,21
12,12	2,08	14,11	2,60	6,83	3,11
0,03	0,03	0,12	0,06	0,10	0,05
99,08		99,34		99,25	

Количество ионов в пересчете на 4 (O)

0,001	0,001	0,006	0,011	0,010	0,008
0,728	0,249	1,061	0,383	0,464	0,208
1,187	0,237	0,850	0,352	1,110	0,255
0,083	0,041	0,080	0,056	0,405	0,384
0,425	0,072	0,378	0,077	0,657	0,145
0,011	0,004	0,003	0,004	0,017	0,007
0,565	0,073	0,621	0,076	0,338	0,142
0,001	0,001	0,004	0,001	0,003	0,002

Параметры состава

36,44	12,45	53,16	19,13	23,30	10,33
59,39	11,89	42,61	17,66	55,76	12,62
4,13	2,06	4,03	2,84	20,44	19,52
0,06	0,06	0,20	0,29	0,51	0,40
47,12	8,11	42,11	9,18	72,40	16,01
57,08	7,30	62,17	7,66	33,99	14,30

ной степени различаются по своему составу. У рудных хромшпинелидов разных массивов, как показал анализ, различия практически не обнаруживаются. Никель в составе хромшпинелидов всех парагенезисов присутствует в ограниченных количествах, редко превышающих десятые доли процента. Особенно малы его содержания в акцессориях дунитов и гарцбургитов. В этих же породах акцессории бедны титаном. Количество его повышается в рудных хромшпинелидах, а также в акцессориях отдельных образцов лерцолитов и пироксенитов. Самые низкие содержания марганца установлены в акцессориях лерцолитов, но в других парагенезисах хромшпинелиды в среднем содержат около 0,5 вес.% MnO.

Подведем некоторые общие итоги изучения минералов из различных пород гипербазитовых массивов Монголии.

Установлено, что химизм всех породообразующих и акцессорных минералов из гипербазитов сильно зависит от парагенезиса, в который они входят. В оливине изменения состава фиксируются главным образом по железистости и в меньшей степени — по распределению элементов с ограниченным изоморфизмом (марганец, никель, кальций, хром). Оливины из дунитов и гарцбургитов близки по своему составу. В ортопироксенах в зависимости от парагенезиса изменяются железистость и содержание элементов, изоморфизм которых ограничен. Железистость клинопироксенов в лерцолитах, верлитах и вебстеритах практически не меняется. Однако в них обычно устанавливаются изменения по содержанию хрома, натрия, алюминия, а также распределению последнего по позициям в структуре минерала. В акцессорных хромшпинелидах различных парагене-

тических типов фиксируются изменения их хромистости, глиноземистости и железистости. Выделенные парагенетические типы минералов различаются не только по составу, но и по характеру корреляционных зависимостей между содержаниями компонентов и величинами параметров их состава. В составе породообразующих и акцессорных минералов из одинаковых парагенезисов наблюдаются региональные различия по железистости и содержанию отдельных компонентов. Эти изменения, по-видимому, отражают различия условий формирования пород в гипербазитовых массивах из различных структурно-фациальных зон Монголии.

СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ОЦЕНКИ ТЕМПЕРАТУР КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

В процессе изучения особенностей химического состава минералов из различных парагенезисов альпинотипных гипербазитов исследовались, где было возможно, все сосуществующие минералы. Это дало возможность на основании результатов современных экспериментальных и теоретических исследований подойти к оценке температур кристаллизации как сосуществующих минералов, так и всего парагенезиса в целом. Полученные данные по составу минералов позволили проанализировать закономерности изменения распределения магния и железа между сосуществующими минералами от парагенезиса.

Для всех сосуществующих пар минералов выполнен корреляционный анализ, выявивший связи минералообразующих компонентов и параметров их состава. Отметим, что температуры, оцененные по распределению компонентов между сосуществующими минералами, рассматриваются нами не как температуры кристаллизации соответствующих пород, а лишь как температуры последнего равновесия между минералами конкретно взятой пары. Минимальные оценки температур равновесия, очевидно, отражают те термические условия, ниже которых всякие твердофазовые реакции прекращаются. Естественно, что эти температуры никоим образом не отражают истинных температур кристаллизации расплавов. Именно в таком аспекте рассчитанные значения температур равновесия сосуществующих минералов имеют генетический смысл. Начальные температуры ультраосновных расплавов были оценены нами по коэффициентам распределения магния и железа между оливином и жидкостью. Несмотря на кажущуюся парадоксальность полученных при этом оценок, они все же представляют интерес для генетических построений.

Оливин — хромшпинелид

Для установления связей в сосуществующих оливинах и акцессорных хромшпинелидах был выполнен корреляционный анализ между минералообразующими компонентами и параметрами состава этих минералов. В оливине учитывались содержание MnO , NiO (вес.%), Fe^{2+} и Mg в виде кристаллохимических коэффициентов, а также железистость. В хромшпинелидах в расчет включались содержания TiO_2 , MnO , NiO (вес.%), Fe^{2+} (кристаллохимический коэффициент), глиноземистость (A), хромистость (C), отношение Fe^{3+} и Ti к сумме трехвалентных катионов (F , T), общая железистость (f) и магнезиальность (m). Коэффициенты, отражающие связь магния, хрома, алюминия, Fe^{3+} и титана, по величине и знаку равны или близки к соответствующим параметрам (m , C , A , F и T) и поэтому не рассматривались.

Согласно проведенным расчетам в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах из дунитов (7 пар) количество железа в оливине и его железистость имеют положительную связь с содержанием MnO в хромшпинелиде. Магний в оливине отрицательно связан с Fe^{2+} и положительно — с магнезиальностью хромшпинелида. Таким образом, увеличение магнезиальности оливина дунитов сопровождается увеличением магнезиальности акцессорных хромшпинелидов. Такая тенденция, по-видимому, сохраняется и в рудных хромшпинелидах. Оливин, содержащийся в рудах, как известно [122, 141], имеет наиболее магнезиальный состав по сравнению с породообразующим оливином вмещающих руды пород.

В сосуществующих оливинах и хромшпинелидах гарцбургитов (9 пар) Fe^{2+} и железистость оливина имеют отрицательные связи с титаном, марганцем и никелем в хромшпинелидах. Кроме того, устанавливается, что с увеличением железистости

Таблица 42

Коэффициенты парной корреляции содержаний компонентов и параметров состава сосуществующих оливинов и акцессорных хромшпинелидов из перидотитов ($n=21, r_{0,5}=0,433$)

		Хромшпинелид									
		TiO ₂	MnO	NiO	Fe ²⁺	A	C	F	T	f	m
Оливин	MnO	+0,065	-0,178	+0,158	-0,324	+0,210	-0,191	-0,250	+0,098	-0,331	+0,324
	NiO	+0,018	+0,100	+0,162	+0,160	-0,148	+0,154	+0,035	-0,035	+0,142	-0,158
	Fe ²⁺	+0,111	-0,556	+0,332	-0,449	+0,575	-0,594	-0,171	+0,122	-0,422	+0,461
	Mg	-0,256	+0,521	-0,392	+0,398	-0,479	+0,500	+0,132	-0,270	+0,373	-0,413
	f'	+0,142	-0,502	+0,336	-0,395	+0,514	-0,537	-0,123	+0,146	-0,366	+0,406

Таблица 43

Коэффициенты парной корреляции содержаний элементов и параметров состава сосуществующих оливинов и акцессорных хромшпинелидов из дунитов и перидотитов ($n=28, r_{0,5}=0,374$)

		Хромшпинелид									
		TiO ₂	MnO	NiO	Fe ²⁺	A	C	F	T	f	m
Оливин	MnO	+0,042	-0,091	+0,117	-0,243	+0,118	-0,099	-0,233	+0,075	-0,259	+0,239
	NiO	+0,060	-0,059	+0,227	+0,017	+0,115	-0,117	-0,040	+0,015	+0,003	-0,011
	Fe ²⁺	+0,150	-0,585	+0,397	-0,527	+0,698	-0,712	-0,241	+0,129	-0,514	+0,538
	Mg	-0,266	+0,517	-0,424	+0,422	-0,568	+0,573	+0,168	-0,252	+0,412	-0,435
	f'	+0,174	-0,545	+0,398	-0,481	+0,651	-0,666	-0,200	+0,148	-0,467	+0,492

Таблица 44

Параметры распределения компонентов между сосуществующими оливинами и хромшпинелидами и температуры их равновесия

№ обр.	K_d	$\ln K_d$	$\frac{Cr}{Cr + Al + Fe^{3+}}$			T^o, C
			Al	Fe^{3+}	Al + Cr + Fe^{3+}	
<i>Дуниты</i>						
31-9	13,65	2,614	0,812	0,124	0,064	1359
32-3	12,43	2,520	0,746	0,217	0,038	1172
1409	13,85	0,628	0,761	0,187	0,052	1146
31-10	9,37	2,238	0,574	0,402	0,025	1070
1410	12,63	2,536	0,820	0,122	0,058	1303
1107г	13,46	2,600	0,706	0,247	0,047	1077
7136	12,66	2,538	0,768	0,184	0,050	1209
<i>Гарцбургиты</i>						
220а	6,72	1,905	0,631	0,339	0,031	1426
231в	4,39	1,478	0,447	0,530	0,023	1437
301	7,83	2,058	0,517	0,419	0,064	1141
302	9,84	2,286	0,534	0,416	0,051	1008
302-1	9,73	2,275	0,514	0,426	0,060	994
705а	11,88	2,475	0,737	0,181	0,082	1244
712а	10,75	2,375	0,755	0,205	0,040	1287
711а	10,81	2,380	0,774	0,215	0,041	1266
1107	8,46	2,136	0,527	0,439	0,034	1070
<i>Лерцолиты</i>						
1847а	3,80	1,330	0,209	0,768	0,023	1050
2021а	9,00	2,197	0,520	0,437	0,043	1031
2022а	7,88	2,065	0,506	0,456	0,039	1086
1132г	6,40	1,856	0,439	0,473	0,088	1185
1136г	8,53	2,143	0,473	0,425	0,102	1055
1133в	2,88	1,067	0,291	0,691	0,018	1528
1085	7,80	2,062	0,524	0,451	0,025	1102
78	6,86	1,925	0,435	0,503	0,063	1089
1108а	5,15	1,639	0,311	0,671	0,018	1011
1105е	4,61	1,528	0,389	0,594	0,018	1248
1105д	4,12	1,416	0,295	0,692	0,014	1143
1163в	3,15	1,149	0,156	0,827	0,018	1080
<i>Верлиты</i>						
M-697	9,93	2,296	0,787	0,148	0,065	1444
1514-3	9,35	2,236	0,415	0,391	0,195	1002
<i>Пироксениты</i>						
1171в	10,02	2,305	0,565	0,360	0,075	729
1107а	15,57	2,746	0,674	0,276	0,050	962

оливина гарцбургитов увеличивается глиноземистость и уменьшаются хромистость и титанистость сосуществующего хромшпинелида. Количество марганца в оливине имеет положительную связь с содержанием никеля в хромшпинелидах. Последнее может указывать на предпочтительное вхождение никеля в хромшпинелид в парагенезисах, где оливин обогащен марганцем. В отличие от сосуществующих оливинов и хромшпинелидов из дунитов, в которых железистость между этими минералами имеет положительную связь, в гарцбургитах она отрицательная, однако в обоих случаях не значимая.

В лерцолитах в составе сосуществующих оливинов и акцессориев (12 пар) не обнаруживаются значимые коэффициенты парной корреляции как между компонентами, так и между параметрами состава.

В объединенной выборке сосуществующих оливинов и хромшпинелидов перидотитов (гарцбургиты + лерцолиты) количество Fe^{2+} в оливине имеет отрицательную

связь с содержанием марганца и Fe^{2+} в хромшпинелидах. Повышение Fe^{2+} в оливине сопровождается увеличением глиноземистости, магнизиальности и уменьшением хромистости хромшпинелидов (табл. 42). Такие же связи имеет железистость оливина, но значения коэффициентов парной корреляции с Fe^{2+} и магнизиальностью хромшпинелидов не значимы. Содержание магния в оливинах имеет такие же связи с компонентами и параметрами состава хромшпинелидов, как и железистость, только с обратным знаком.

Остановимся на результатах корреляционного анализа общей выборки, включающей сосуществующие оливины и акцессорные хромшпинелиды всех парагенетических типов (28 пар). Расчеты показали, что марганец и никель — главные элементы-примеси оливинов — не имеют значимых связей с составом сосуществующей хромшпинели. Содержания титана, трехвалентного железа и титанистость хромшпинелидов также не имеют связей с составом оливина. Поскольку соотношение железа и магния в оливине связано взаимным замещением, характер связей этих компонентов с составом хромшпинелидов имеет противоположный знак при близкой абсолютной величине. То же относится и к железистости оливина, величина и знак коэффициентов корреляции которой соответствуют коэффициентам, характеризующим связь количества железа в оливине с составом хромшпинелидов. Поэтому остановимся лишь на железистости оливина.

Как следует из табл. 43, железистость оливина характеризуется отрицательной связью с количеством марганца, железа и положительной — с содержанием никеля в сосуществующем хромшпинелиде. Следовательно, с повышением железистости оливина в парагенезисе с хромшпинелидом марганец предпочтительнее будет входить в структуру оливина, а никель — в структуру хромшпинелида. Увеличение железистости оливина приводит к увеличению магнизиальности и уменьшению общей железистости хромшпинелида, т.е. в парагенезисе с более железистым оливином будет присутствовать более магнизиальный хромшпинелид. Это можно видеть так же при сравнении средних составов оливинов и хромшпинелидов различных парагенетических групп. Кроме того, с повышением железистости оливина увеличивается глиноземистость и уменьшается хромистость сосуществующего акцессорного хромшпинелида.

Установленные связи между составами сосуществующих оливинов и акцессорных хромшпинелидов подтверждают правомерность использования распределения компонентов между этими минералами для целей термометрии [199]. Расчетами установлены следующие пределы изменения коэффициента распределения MgO и Fe^{2+} (K_d) в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах (табл. 44): в дунитах 9,37–13,85 ($\bar{x} = 12,58$), в гарцбургитах 4,39–11,89 ($\bar{x} = 8,93$), в лерцолитах 2,88–9,00 ($\bar{x} = 5,85$), в верлитах $\bar{x} = 9,64$, в пироксенитах $\bar{x} = 12,80$. Колебания температур равновесия: дуниты 1070–1359°C ($\bar{x} = 1191^\circ C$), гарцбургиты 994–1437°C ($\bar{x} = 1208^\circ C$); лерцолиты 1011–1528°C ($\bar{x} = 1134^\circ C$). По верлитам и пироксенитам имеется мало данных, однако K_d в верлитах соответствует этому параметру в гарцбургитах при средней температуре 1223°C, близкой к температуре равновесия оливин–хромшпинелид в гарцбургитах. Величина K_d в пироксенитах ближе к K_d дунитов, а расчетные температуры имеют самые низкие значения ($\bar{x} = 896^\circ C$).

Таким образом, величина коэффициента распределения магния и железа в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах снижается от дунитов к гарцбургитам и лерцолитам. Рассчитанные температуры равновесия, за исключением температур для пироксенитов, оказались близкими во всех парагенезисах и характеризуются широкими интервалами между минимальными и максимальными значениями.

Ортопироксен — хромшпинелид

Для установления связи состава ортопироксенов с составом сосуществующих акцессорных хромшпинелидов использованы данные по парам этих минералов из гарцбургитов и лерцолитов (табл. 45). Поскольку характер связей между компонентами и параметрами состава этих минералов в гарцбургитах и лерцолитах почти одинаков, рассмотрим результаты расчетов по их общей выборке.

Содержание титана и алюминия (ΣAl) в ортопироксене имеет положительную связь с содержанием титана (титанистостью) и глиноземистостью хромшпинелидов.

Коэффициенты парной корреляции содержаний компонентов и параметров состава сосуществующих ортопироксенов и аксессуарных хромшпинелидов из перидотитов ($n=24, r_{0,5}=0,404$)

		Хромшпинелид			
		TiO ₂	MnO	NiO	Fe ²⁺
Ортопироксен	TiO ₂	+0,552	-0,103	+0,139	+0,209
	MnO	+0,369	-0,120	+0,458	-0,188
	CaO	+0,384	+0,205	+0,380	+0,179
	Cr ₂ O ₃	+0,258	-0,799	+0,412	-0,447
	Al ^{IV}	+0,205	-0,627	+0,580	-0,429
	Al ^{VI}	+0,073	-0,696	+0,591	-0,642
	Fe ²⁺	+0,541	-0,620	+0,533	-0,332
	Mg	-0,391	+0,524	-0,524	+0,379
	f	+0,478	-0,574	+0,505	-0,289
	ΣAl	+0,144	-0,704	+0,634	-0,576

По-видимому, количество титана и алюминия в указанных минералах зависит главным образом от концентрации компонентов в породе. Как показано ниже, такая картина наблюдается и в сосуществующих орто- и клинопироксенах, а также клинопироксенах и хромшпинелидах. Более того, количество Al^{IV} и Al^{VI} зависит от общего содержания алюминия в ортопироксене (положительная связь ΣAl с Al^{IV} и Al^{VI}). В данном случае эти три параметра характеризуются близкими величинами и одинаковыми знаками коэффициентов парной корреляции с составом хромшпинелидов.

Приведенные факты заставляют осторожно подходить к оценке давления по содержанию Al₂O₃ в ортопироксене из пород альпинотипных гипербазитов [206]. Ранее нами было показано [135], что использование этого геобарометра применительно к альпинотипным гипербазитам приводит к заведомо неправильным выводам [77]. Иначе обстоит дело, если учитывать соотношение Al^{IV} и Al^{VI} в ортопироксенах. В этом случае снижается зависимость содержания ΣAl и соответственно Al^{IV} и Al^{VI} от содержания алюминия в породе и более отчетливо проявляется преимущественная роль алюминия в шестерной координации с увеличением давления [155].

Марганец в ортопироксене положительно связан с количеством никеля в хромшпинелиде, что, как и в паре оливин-хромшпинелид из некоторых парагенетических типов, указывает на предпочтительное вхождение никеля в структуру хромшпинелида, сосуществующего с силикатом, обогащенным марганцем. Количество СаО в ортопироксенах не имеет значимых связей с компонентами хромшпинелидов, хотя в выборках гарцбургитов и лерцолитов оно положительно связано с содержанием титана и титанистостью хромшпинелидов.

Хром в ортопироксенах положительно коррелируется с содержанием никеля, глиноземистостью и магнезиальностью хромшпинелида. Напротив, с марганцем, железом (железистостью) и хромистостью хромшпинелидов он связан отрицательно. В данном случае, по нашему мнению, важно, во-первых, что более хромистые ортопироксены в альпинотипных гипербазитах будут ассоциировать с более глиноземистым, магнезиальным и менее хромистым хромшпинелидом, а, во-вторых, при кристаллизации будет происходить перераспределение хрома между сосуществующим ортопироксеном и хромшпинелидом. С увеличением содержания алюминия в породах растет глиноземистость ортопироксена и хромшпинелида. При этом первый обогащается хромом, а второй становится беднее этим компонентом.

Как следует из данных анализа, в парагенезисе с высокохромистым ортопироксеном будет присутствовать хромшпинелид, содержащий меньшее количество марганца и больше никеля. Магний, железо и железистость ортопироксенов имеют подобную связь с составом хромшпинелидов, но Mg — с обратным знаком. С увеличением железистости ортопироксена в сосуществующем хромшпинелиде повышается содержание титана (титанистость) и никеля. Кроме того, увеличение Fe²⁺ в

Хромшпинелид

A	C	F	T	f	m
-0,082	+0,053	+0,191	+0,533	+0,210	-0,193
-0,015	+0,023	-0,088	+0,363	-0,192	+0,196
-0,253	+0,242	+0,144	+0,379	+0,183	-0,175
+0,630	-0,636	-0,230	+0,202	-0,450	+0,468
+0,607	-0,629	-0,111	+0,159	-0,393	+0,443
+0,741	-0,741	-0,308	+0,057	-0,625	+0,652
+0,444	-0,498	+0,141	+0,522	-0,259	+0,357
-0,460	+0,477	+0,105	-0,374	+0,357	-0,395
+0,394	-0,432	+0,056	+0,442	-0,241	+0,310
+0,722	-0,732	-0,234	+0,114	-0,549	+0,588

ортопироксене сопровождается повышением глиноземистости, уменьшением хромистости хромшпинелида и содержания марганца в нем.

Отсутствие связей между железистостью ортопироксена и общей железистостью и магнезиальностью породы не влияет на распределение указанных компонентов между этими минералами в процессе кристаллизации. Таким образом, присутствие в парагенезисе ортопироксена и, как показано ниже, клинопироксена, не влияет на K_d Mg-Fe сосуществующих оливина и хромшпинелида.

Клинопироксен — хромшпинелид

В выборку этих сосуществующих минералов включены только пары из лерцолитов. Согласно корреляционному анализу (табл. 46), количества TiO_2 , MnO , Na_2O , Cr_2O_3 , Al^{IV} и Fe^{2+} в клинопироксенах не имеют значимых связей с компонентами и параметрами состава сосуществующих хромшпинелидов. Связи Al^{VI} такие же, как и у ΣAl , за исключением того, что Al^{VI} имеет значимые отрицательные значения коэффициентов корреляции с Fe^{2+} и железистостью, а положительные — с магнезиальностью хромшпинелида. У ΣAl знак связи такой же, но значения не значимые. Отсюда можно заключить, что с клинопироксеном, содержащим повышенное количество алюминия в шестерной координации, сосуществует акцессорный хромшпинелид, имеющий меньшую общую железистость и более высокую магнезиальность. Если количество Al^{VI} в клинопироксене зависит от давления, то в более высокобарических парагенезисах акцессорные хромшпинелиды должны характеризоваться низкой общей железистостью (с учетом Fe^{3+}) и высокой магнезиальностью.

Количество магния в клинопироксене имеет положительную связь с содержанием Fe^{2+} и общей железистостью хромшпинелида, а с магнезиальностью — отрицательную. Исходя из пересчета состава клинопироксенов на минералы, надо полагать, что в ассоциации с существенно диоксидовым клинопироксеном будет присутствовать железистый акцессорный хромшпинелид, наличие которого, вероятно, возможно в некоторых типах пироксенитов. Содержание кальция в клинопироксене, кроме отрицательной связи с количеством титана и титанистостью хромшпинелида, ни с чем не имеет значимой корреляции. Суммарное количество алюминия отрицательно связано с содержанием марганца в хромшпинелиде и, что важно, положительно коррелируется с глиноземистостью хромшпинелида, т.е. количество алюминия в сосуществующих клинопироксенах и хромшпинелидах зависит от общей глиноземистости породы. Поэтому с более богатым алюминием клинопироксеном будет ассоциировать менее хромистый акцессорный хромшпинелид.

Кроме перечисленных компонентов и параметров состава клинопироксенов, рассматривалось отношение $Ca/(Ca + Mg)$ (K), величина которого характеризует

Таблица 46

Коэффициенты парной корреляции содержаний компонентов и параметров состава
существующих клинопироксенов и акцессорных хромшпинелидов
из лерцолитов ($n = 14, r_{0.5} = 0,532$)

		Хромшпинелид			
		TiO ₂	MnO	NiO	Fe ²⁺
Клинопироксен	TiO ₂	+0,467	-0,038	+0,138	+0,204
	MnO	+0,434	+0,252	-0,242	+0,340
	Na ₂ O	+0,110	-0,214	+0,361	-0,219
	Cr ₂ O ₃	+0,448	-0,099	-0,281	+0,285
	Al ^{IV}	+0,175	-0,442	+0,283	-0,243
	Al ^{VI}	-0,045	-0,533	+0,528	-0,690
	Fe ²⁺	+0,456	-0,005	+0,070	+0,097
	Mg	+0,199	+0,144	-0,301	+0,560
	CaO	-0,641	-0,051	-0,090	-0,223
	f	+0,395	-0,074	+0,112	+0,005
	ΣAl	+0,094	-0,535	+0,428	-0,476
	K _д	-0,612	-0,309	+0,120	-0,526

температуру равновесия сосуществующих клино- и ортопироксенов [194]. Установлено (табл. 46), что K связан отрицательной связью с количеством титана, трехвалентного железа, а также титанистостью и общей железистостью. При переходе от K к температуре оказывается, что с повышением температуры в акцессорных хромшпинелидах увеличивается содержание титана и трехвалентного железа, возрастают титанистость и общая железистость акцессорного хромшпинелида. С одной стороны, это может указывать на наведенные связи, а с другой (если рассматривать различные парагенезисы, среди которых самая высокая железистость у хромшпинелидов из дунитов) — свидетельствует, что дуниты — самые высокотемпературные образования. Затем идут гарцбургиты, а самые низкотемпературные — лерцолиты. Нужно, однако, иметь в виду, что эти температуры оценены по двупироксеновому геотермометру. Поэтому в идеальном случае наши рассуждения приложимы к породам, которые по модальному составу отвечают дунитам, гарцбургитам и лерцолитам, но всегда имеют лерцолитовый парагенезис. Отметим также близость температур двупироксенового равновесия к равновесию оливин—хромшпинелид в дунитах и большую температурную разность между этими равновесиями в лерцолитах.

Оливин — ортопироксен

Сосуществующие оливин и ортопироксен — наиболее широко распространенная пара в ультраосновных породах, и это привлекало внимание многих исследователей при выяснении закономерностей распределения элементов (в частности, Mg и Fe) между этими минералами с целью оценки температур их кристаллизации [45, 113, 214]. Н.Л. Добрецов с соавторами [45] критически проанализировали распределение Mg и Fe в сосуществующих ортопироксенах и оливинах в широком интервале составов и оценили влияние на это распределение третьих компонентов. Наши данные, касающиеся магниезальных составов указанных минералов, характеризующих относительно узкую группу пород, представляют интерес для изучения петрогенезиса альпинотипных гипербазитов.

Корреляционный анализ, показывающий зависимость состава этих сосуществующих минералов, выполнен отдельно для пар из гарцбургитов и лерцолитов, а также по общей выборке из перидотитов (табл. 47). В ортопироксенах гарцбургитов количество титана, кальция, хрома, Al^{IV} и Al^{VI} не имеет значимых связей с составом сосуществующего оливина. Содержание марганца в оливине прямо коррелируется с содержанием его в ортопироксене. Никель в оливине связан отрицательно с количе-

Хромшпинелид

A	C	F	T	f	m
-0,026	-0,012	+0,209	+0,449	+0,218	-0,194
-0,383	+0,340	+0,411	+0,431	+0,385	-0,335
+0,324	-0,330	-0,137	+0,133	-0,228	+0,225
-0,035	-0,276	+0,210	+0,439	+0,272	-0,272
+0,464	-0,472	-0,194	+0,143	-0,262	+0,251
+0,640	-0,639	-0,320	-0,032	-0,666	+0,698
-0,060	+0,016	+0,261	+0,445	+0,142	-0,089
-0,474	+0,448	+0,378	+0,169	+0,564	-0,559
+0,100	-0,029	-0,427	-0,626	-0,280	+0,207
+0,018	-0,054	+0,177	+0,391	+0,043	+0,003
+0,599	-0,603	-0,274	+0,079	-0,478	+0,485
+0,378	-0,307	-0,570	-0,582	-0,573	+0,513

ством железа и железистостью ромбического пироксена. Количество Fe^{2+} в оливине положительно связано с Fe^{2+} и железистостью ромбического пироксена, что указывает на отсутствие перераспределения железа между минералами, поскольку K_d Mg-Fe между ними (табл. 48) практически равен единице. Иными словами, увеличение Fe^{2+} и железистости ортопироксена, сопровождающееся увеличением Fe^{2+} в оливине, подтверждает зависимость этих параметров от количества железа в породе. Полученный вывод относится к магнию, однако коэффициенты парной корреляции при данном пороге вероятности не значимы. Кроме отмеченного, железистость оливина имеет отрицательную связь с марганцем и ΣAl в ортопироксене. При данных составах оливина и ортопироксена в гарцбургитах, где последний содержит в малых количествах марганец и алюминий, а также другие второстепенные элементы, можно заключить об отсутствии значительного влияния третьих компонентов на распределение Mg и Fe между этими минералами.

В сосуществующих оливинах и ромбических пироксенах лерцолитов характер корреляции между компонентами практически такой же, как и в общей выборке (табл. 47), за исключением связи Cr_2O_3 ортопироксена с Fe^{2+} , Mg и железистостью оливина. В лерцолитах количество Cr_2O_3 в ортопироксене отрицательно связано с содержанием железа и железистостью оливина и положительно — с магнием, что указывает на более хромистый состав ортопироксена лерцолитов в ассоциации с магнезиальным оливином.

Наиболее интересные данные получены при изучении корреляционных зависимостей состава сосуществующих оливинов и ортопироксенов в целом по перидотитам. Прежде всего отметим отсутствие значимых связей ΣAl , Al^{IV} , Al^{VI} , CaO и Cr_2O_3 ортопироксена с составом оливина, что указывает на отсутствие влияния этих компонентов на распределение магния и железа между указанными минералами. Титан и марганец в ортопироксене положительно коррелируются с железом и железистостью и отрицательно — с магнием в оливине. Так как содержание Ti и Mn в ортопироксене незначительно, вероятнее всего, что они существенно не влияют на K_d Mg-Fe между оливином и ромбическим пироксеном.

Никель в оливине имеет отрицательную связь с железом и железистостью ортопироксена, а с магнием — положительную, т.е. с более магнезиальным ортопироксеном сосуществует оливин, содержащий в больших количествах никель. Это подтверждает известный факт о преимущественном вхождении никеля в структуру оливина, а не ортопироксена. Железо и магний в оливине связаны высокими положительными значениями коэффициентов парной корреляции с железом и магнием в ортопироксене. То же самое относится и к железистости, что, как уже отмечалось выше, ука-

Таблица 47

Коэффициенты парной корреляции содержаний компонентов и параметров состава
сосуществующих оливинов и ортопироксенов из перидотитов ($n = 25, r_{0,5} = 0,396$)

		Ортопироксен			
		TiO ₂	MnO	CaO	Cr ₂ O ₃
Оливин	MnO	+0,255	+0,320	+0,280	+0,277
	NiO	-0,653	-0,285	-0,166	+0,260
	Fe ²⁺	+0,629	+0,429	+0,127	-0,254
	Mg	-0,663	-0,474	-0,166	+0,146
	<i>f</i>	+0,638	+0,422	+0,142	-0,249

Таблица 48

Коэффициенты распределения Mg и Fe²⁺ и железистость
сосуществующих оливинов и ортопироксенов

№ обр.	Оливин		Ортопироксен		<i>f</i>		K _д
	Fe ²⁺	Mg	Fe ²⁺	Mg	<i>Ол</i>	<i>Опр</i>	
<i>Гарибургиты</i>							
712а	0,155	1,818	0,140	1,752	7,84	7,42	1,07
711а	0,158	1,822	0,148	1,770	7,98	7,68	1,04
705а	0,157	1,850	0,132	1,832	7,82	6,75	1,18
625-1	0,202	1,793	0,256	1,672	10,12	13,28	0,74
231в	0,176	1,815	0,163	1,740	8,84	8,57	1,04
301	0,175	1,821	0,163	1,734	8,77	8,59	1,02
302	0,177	1,828	0,170	1,790	8,83	8,67	1,02
302-1	0,171	1,841	0,167	1,786	8,50	8,55	0,994
1107	0,166	1,845	0,176	1,696	8,26	9,48	0,865
<i>Лерцолиты</i>							
727в	0,306	1,680	0,294	1,664	15,41	15,05	1,03
727в-1	0,308	1,671	0,284	1,662	15,66	14,85	1,05
726б	0,337	1,661	0,308	1,602	16,87	16,11	1,06
272	0,250	1,732	0,238	1,749	12,61	11,98	1,06
1105д	0,184	1,816	0,178	1,664	9,19	9,69	0,94
1108а	0,182	1,807	0,176	1,724	8,16	9,23	0,99
1105е	0,184	1,796	0,178	1,806	9,29	8,98	1,03
1847а	0,185	1,804	0,184	1,703	9,30	9,75	0,95
2021а	0,172	1,817	0,177	1,762	8,65	9,13	0,94
2022а	0,165	1,828	0,173	1,752	8,28	8,99	0,91
1085	0,170	1,810	0,156	1,790	8,60	8,02	1,07
78	0,183	1,796	0,158	1,782	9,28	8,14	1,15
1132г	0,201	1,773	0,194	1,684	10,16	10,50	0,98
1133в	0,268	1,693	0,198	1,646	13,68	9,79	1,32
1136г	0,188	1,781	0,203	1,650	9,57	10,50	0,86
1163в	0,187	1,796	0,178	1,634	9,43	9,78	0,96
<i>Пироксениты</i>							
1171в	0,198	1,788	0,198	1,798	9,97	9,87	1,02
1107а	0,150	1,867	0,177	1,792	7,44	9,03	0,81

зывает на зависимость этого параметра от содержания магния, железа и, соответственно, железистости породы.

Коэффициенты распределения магния и железа между сосуществующими оливинами и ортопироксенами из перидотитов и пироксенитов (см. табл. 48) колеблются от 0,74 до 1,32. Однако большинство величин незначительно отклоняется от единицы. Как видно, в оливинах, сосуществующих с ортопироксеном, железистость может быть и выше, и ниже, чем у ортопироксенов. Из 27 проанализированных пар

Ортопироксен					
Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	f	ΣAl
+0,123	+0,290	+0,184	-0,440	+0,167	+0,250
+0,034	+0,097	-0,728	+0,522	-0,693	+0,083
+0,086	-0,047	+0,913	-0,665	+0,896	+0,053
-0,137	+0,127	-0,864	+0,675	-0,843	-0,057
+0,076	-0,052	+0,906	-0,662	+0,889	-0,003

в 12 случаях более железистым оказался ортопироксен, в остальных — оливин. Это говорит о том, что относительно линии $K_d=1$ точки конкретных значений располагаются почти симметрично. Среднее значение коэффициента распределения магния и железа в сосуществующих оливинах и ортопироксенах в гарцбургитах и лерцолитах равно единице, в пироксенитах — 0,9, в среднем по всем породам — единице. Поскольку одновременное увеличение железистости оливина и ортопироксена прямо пропорционально увеличению железистости породы, а K_d Mg—Fe между минералами равен 1,0 (что указывает на одинаковый прирост Mg и Fe в них), очевидно, что этот параметр не может использоваться в термометрии, по крайней мере для магнезиальных составов.

Оливин — клинопироксен

Эти сосуществующие минералы изучались в верлитах и лерцолитах. Одна пара проанализирована из пироксенитов. Корреляционному анализу подверглись составы сосуществующих минералов из верлитов, лерцолитов и в целом из перидотитов (табл. 49).

В верлитах значимые положительные значения коэффициентов парной корреляции фиксируются только между содержанием магния в оливине и количеством марганца и алюминия в сосуществующем клинопироксене. В лерцолитах устанавливается отрицательная связь между Mn в клинопироксене и содержанием никеля и магния в оливине, и, напротив, положительная — с количеством Fe²⁺ и железистостью. Последняя имеет положительную связь с железистостью пироксена, что указывает на прямо пропорциональное увеличение железистости минералов в зависимости от общего содержания железа и железистости породы. Поскольку магнезиальный оливин содержит больше никеля, чем железистый, и, как видно, оба минерала будут при этом иметь более магнезиальный состав в породах, обогащенных магнием, возникает отрицательная связь никеля в оливине с железистостью пироксена. Фактически это связь с железистостью породы.

Корреляционным анализом состава сосуществующих оливинов и клинопироксенов в целом по перидотитам установлена положительная связь Cr₂O₃ в моноклинном пироксене с содержанием никеля и магния и отрицательная — с количеством железа и железистостью оливина. Железистость моноклинного пироксена, как и в лерцолитах, имеет отрицательную связь с количеством никеля и магния в оливинах, а с Fe²⁺ и железистостью оливина — положительную. Связи остальных компонентов и параметров состава этих минералов не значимы. Судя по данным расчетов, можно заключить, что на распределение железа и магния между сосуществующими оливинами и клинопироксенами может влиять лишь хром в клинопироксене. При этом величина K_d Mg—Fe будет уменьшаться с увеличением количества Cr₂O₃ в клинопироксене, а железистость пироксена — приближаться к значению железистости оливина.

Значения коэффициентов распределения магния и железа между сосуществующими оливинами и клинопироксенами из верлитов колеблются от 1,02 до 2,11, в лерцолитах — от 0,82 до 1,76 при средних значениях соответственно 1,43 и 1,23 (табл. 50). Несмотря на кажущуюся разницу средних значений, разброс величины K_d настолько велик, что в этих парагенезисах вряд ли будут установлены значимые различия сред-

Таблица 49

Коэффициенты парной корреляции содержаний компонентов и параметров состава
существующих оливинов и клинопироксенов из перидотитов
($n = 22$, $r_{os} = 0,423$)

		Клинопироксен								
		TiO ₂	MnO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	Al ^{IV}	Al ^{VI}	<i>f</i>	Σ Al	<i>K_д</i>
Оливин	MnO	+0,222	+0,200	+0,277	+0,047	+0,264	+0,341	+0,398	+0,327	+0,214
	NiO	-0,236	-0,123	+0,171	+0,462	+0,178	+0,234	-0,648	+0,222	-0,026
	Fe ²⁺	+0,324	+0,192	-0,175	-0,560	-0,196	-0,301	+0,849	-0,267	-0,056
	Mg	-0,352	-0,269	+0,092	+0,477	+0,116	+0,248	-0,862	+0,192	+0,070
	<i>f'</i>	+0,324	+0,204	-0,166	-0,550	-0,187	-0,298	+0,852	-0,259	-0,055

Таблица 50

Коэффициенты распределения Mg и Fe²⁺ и железистость
существующих оливинов и клинопироксенов

№ обр.	Оливин		Клинопироксен		<i>f</i>		<i>K_д</i>
	Fe ²⁺	Mg	Fe ²⁺	Mg	<i>Ol</i>	<i>Kпр</i>	
<i>Лерцолиты</i>							
1847а	0,185	1,804	0,070	0,901	9,30	7,21	1,33
2021а	0,172	1,817	0,064	0,948	8,65	6,32	1,40
2022а	0,165	1,828	0,060	0,927	8,28	6,08	1,40
7266	0,337	1,661	0,163	0,899	16,87	15,34	1,12
727в	0,306	1,680	0,142	0,883	15,41	13,88	1,13
727в-1	0,308	1,671	0,150	0,909	15,66	14,17	1,12
272	0,250	1,732	0,105	0,965	12,61	9,81	1,33
1105д	0,184	1,816	0,083	0,856	9,19	8,84	1,04
1105е	0,184	1,796	0,077	0,873	9,29	8,08	1,16
1085	0,170	1,816	0,057	0,968	8,60	5,56	1,59
78	0,183	1,796	0,053	0,916	9,28	5,47	1,76
1132г	0,201	1,773	0,134	0,965	10,16	12,25	0,82
1133в	0,268	1,693	0,105	0,851	13,68	10,96	1,28
1136г	0,188	1,781	0,103	0,903	9,57	10,24	0,93
1163в	0,187	1,796	0,089	0,868	9,43	9,26	1,02
<i>Верлиты</i>							
689	0,308	1,687	0,129	0,870	15,42	12,89	1,23
М-697-3	0,219	1,780	0,055	0,942	10,94	5,52	2,11
1084	0,285	1,721	0,124	0,891	14,21	12,23	1,19
1084-1	0,299	1,680	0,107	0,902	15,10	10,60	1,50
1514-3	0,369	1,640	0,182	0,935	18,36	16,29	1,16
24966	0,237	1,772	0,116	0,889	11,80	11,54	1,02
2496в	0,237	1,788	0,071	0,948	11,71	6,97	1,77
<i>Пироксениты</i>							
1171в	0,198	1,788	0,090	0,864	9,97	9,47	1,06

них величин при увеличении количества данных. Вместе с тем в отличие от существующих оливинов и ортопироксенов, где $K_{д}$ Mg-Fe между ними в среднем равен единице, в существующих оливинах и клинопироксенах $K_{д}$ магния и железа выше единицы. Согласно корреляционной зависимости железистость существующих оливина и клинопироксена будет возрастать с увеличением железистости породы, однако железистость оливина увеличивается быстрее, поскольку $K_{д} > 1$. Отражает ли это температурную зависимость, без специальных экспериментальных данных сказать трудно. Очевидно только одно: различий в величинах $K_{д}$ Mg-Fe в существующих оливинах и клинопироксенах из лерцолитового и верлитового парагенезиса не имеется.

Если даже и существует зависимость K_d от температуры, то в данном случае в отношении магнезиальных составов можно говорить лишь о близких температурах равновесия этих минералов в лерцолитах и верлитах.

Сравнение геотермометра, основанного на распределении Fe^{2+} и Mg между сосуществующими оливинами и клинопироксенами, с другими геотермометрами [229] показывает, что температуры по оливин-клинопироксеновому равновесию не согласуются с температурами, полученными по двупироксеновым геотермометрам [194, 230]. По данным Б.Д. Вуда, применение его нецелесообразно из-за больших ошибок. Интереснее данные о региональных различиях K_d сосуществующих оливинов и клинопироксенов различных массивов. Так, K_d для оливин-клинопироксеновых лерцолитов равен: из Алагүльского массива — 1,38, Наранского — 1,18, Эгийнгольского — 1,10, Шишхидгольского — 1,68, Эрдэниулинского — 1,01.

Ортопироксен — клинопироксен

Распределение компонентов между сосуществующими орто- и клинопироксенами рассмотрено в ряде работ [45, 129, 130, 202, 203, 230], авторы которых показали возможность использования химического состава этих минералов для оценки термодинамических условий их кристаллизации. Н.Л. Добрецов с соавторами [45] детально рассмотрели многие проблемы, связанные с характером распределения не только магния и железа между этими сосуществующими пироксенами, но и других компонентов и параметров, влияющих на распределение. Они отметили все трудности и неопределенности, возникающие при оценке температур и давлений с помощью коэффициентов распределения. В работе В.Д. Вуда и С. Банно [230] для оценки температур кристаллизации учитываются распределение магния и железа и их позиция в решетке пироксенов, а также другие компоненты в составе минералов. По данным некоторых исследователей [80], геотермометр Вуда и Банно позволяет получить наименьшие отклонения определяемых температур от экспериментально установленных величин, что позволяет считать его более предпочтительным по сравнению с другими геотермометрами.

Остановимся подробнее на данных о распределении магния и железа, а также на анализе корреляционных связей компонентов в сосуществующих пироксенах. Согласно табл. 51, $K_d Mg-Fe^{2+}$ в пироксенах из лерцолитов колеблется от 0,82 до 1,62 при среднем значении 1,21, в вебстеритах — от 0,99 до 1,57, в среднем 1,28. Значимые различия в величинах K_d между пироксенами этих парагенезисов отсутствуют. В сосуществующих пироксенах железистость ортопироксена в большинстве случаев выше железистости клинопироксена. Лишь в четырех парах из 37 клинопироксен оказался более железистым, чем ортопироксен. Вместе с тем средняя величина K_d в лерцолитах и верлитах ниже, чем по данным Р. Кретца [203], где K_d для магматических пород равен 1,37, а для метаморфических 1,85. Несколько ниже K_d для сосуществующих пироксенов из альпинотипных гипербазитов по сравнению с K_d пироксенов из интрузивных пород, что связывается с более высокой температурой кристаллизации гипербазитов [45].

Если считать, что зависимость $K_d Mg-Fe^{2+}$ в сосуществующих пироксенах от температуры имеется, то в нашем случае как в лерцолитах, так и в вебстеритах равновесие между пироксенами устанавливается при более высокой температуре, чем это показал Р. Кретц. Поскольку различия средних значений K_d отсутствуют, не будут различаться и средние температуры (1420°C — лерцолиты, 1280°C — пироксениты), хотя в первых температура равновесия выше на 140°C. В настоящее время вряд ли стоит придавать большое значение абсолютным величинам температур, рассчитанных по этому геотермометру [203], поскольку отдельные значения K_d отвечают нереальным температурам. Тем не менее средние значения свидетельствуют о более низкотемпературной природе пироксенитов.

Корреляционный анализ выполнен для сосуществующих пироксенов из лерцолитов и вебстеритов и выборки, включающей минералы обоих типов пород. Не рассматривая отдельно каждую из групп пироксенов, внутри которых корреляционные зависимости не имеют принципиальных различий, остановимся на общей выборке. Прежде всего заметим, что содержания TiO_2 , Cr_2O_3 , ΣAl , Fe^{2+} и железистость в пироксенах связаны прямой пропорциональной зависимостью. Увеличение количества перечисленных компонентов в клинопироксене сопровождается увеличением их содержаний в ортопиро-

**Коэффициенты распределения Mg и Fe²⁺ и железистость
сосуществующих орто- и клинопироксенов**

№ обр.	Ортопироксен		Клинопироксен		<i>f</i>		<i>K_d</i>
	Fe ²⁺	Mg	Fe ²⁺	Mg	<i>Опр</i>	<i>Кпр</i>	
<i>Лерцолиты</i>							
7056	0,238	1,676	0,117	0,932	12,47	11,16	1,13
11496	0,194	1,746	0,086	0,919	10,00	8,55	1,10
727в	0,294	1,664	0,142	0,883	15,05	13,88	1,10
727в-1	0,284	1,662	0,150	0,909	14,85	14,17	1,04
7266	0,308	1,602	0,163	0,899	16,11	15,34	1,06
273	0,311	1,661	0,117	0,932	15,77	11,39	1,49
279	0,368	1,617	0,131	0,930	18,54	12,35	1,62
272	0,238	1,749	0,105	0,965	11,98	9,81	1,25
1085	0,156	1,790	0,057	0,962	8,02	5,56	1,48
78	0,158	1,782	0,053	0,916	8,14	5,47	1,53
1847а	0,184	1,703	0,070	0,901	9,75	7,21	1,39
2021а	0,177	1,762	0,064	0,948	9,13	6,32	1,49
2022а	0,173	1,752	0,060	0,927	8,99	6,08	1,53
1105д	0,178	1,664	0,083	0,856	9,69	8,84	1,10
1105е	0,178	1,806	0,077	0,873	8,98	8,08	1,12
1137	0,214	1,610	0,108	0,845	11,72	11,37	1,04
1137а	0,178	1,619	0,118	0,877	9,91	11,86	0,82
1133в	0,198	1,646	0,105	0,851	9,79	10,96	0,97
1132г	0,194	1,684	0,134	0,965	10,50	12,25	0,83
1136г	0,203	1,650	0,103	0,903	10,50	10,24	1,08
1163в	0,178	1,634	0,089	0,868	9,78	9,26	1,06
<i>Вебстериты</i>							
732г-1	0,273	1,599	0,156	0,908	14,58	14,66	0,99
732г-2	0,306	1,548	0,128	0,934	16,50	12,05	1,44
732г	0,259	1,668	0,125	0,926	13,44	11,90	1,15
М-706в	0,245	1,651	0,100	1,001	12,90	9,08	1,48
М-706а	0,249	1,639	0,115	0,996	13,19	10,35	1,32
М-732а	0,439	1,449	0,185	0,956	23,25	16,21	1,57
1251-1	0,360	1,556	0,186	0,996	18,79	15,74	1,24
7066	0,248	1,707	0,115	0,910	12,70	11,15	1,15
706а	0,248	1,667	0,114	0,996	12,96	10,55	1,26
706в	0,234	1,672	0,101	0,965	12,28	9,47	1,34
М-78	0,365	1,551	0,174	0,866	19,06	16,73	1,17
М-586	0,248	1,679	0,126	0,978	12,86	11,42	1,15
М-586-1	0,291	1,674	0,121	0,945	14,81	11,34	1,36
М-80	0,235	1,618	0,103	0,967	12,69	9,61	1,36
3037а	0,263	1,658	0,123	0,972	13,69	11,23	1,25
1171в	0,196	1,798	0,090	0,864	9,87	9,47	1,05

ксене. Поскольку титан и алюминий не входят в состав оливина, учитывая корреляционные зависимости между всеми сосуществующими минералами, можно заключить, что содержание этих элементов в минералах альпинотипных гипербазитов зависит только от количества их в породе. Поэтому попытки использовать содержание Al₂O₃ в этих минералах для оценки *P-T* условий их кристаллизации не имеют основания.

Как указывалось выше, главным фактором для оценки давления должно служить соотношение алюминия в тетраэдрической и октаэдрической позициях пироксенов, а не общее количество Al₂O₃. Таким образом, не зная абсолютных значений, можно с уверенностью говорить об относительных величинах давления при кристаллизации пироксенов и соответственно пород в целом. Опираясь на результаты анализа минеральных парагенезисов, мы можем проводить более строгое сравнение ультраосновных пород различной генетической и формационной принадлежности по величинам давления.

Связь хрома и железа в сосуществующих пироксенах с составом породы более

сложная, потому что на нее влияет присутствие хромшпинелида. Если этим пренебречь (учитывая малое количество акцессорного хромшпинелида), то допустимо считать, что содержания железа, хрома и железистость силикатов, слагающих гипербазиты, будут зависеть лишь от состава пород. В этом случае правомерно для термометрии использование распределения магния и железа в сосуществующих силикатах. Если же в породе будет присутствовать в больших количествах хромшпинелид или другой окисел (например, герцинит или магнетит), то $K_d \text{ Mg-Fe}^{2+}$ изменится и оценка температур не будет корректной.

Не обсуждая связи между компонентами в сосуществующих пироксенах, которые приведены в табл. 52, рассмотрим лишь корреляцию с кальцием и $K_d \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$. Кальций и магний — основные компоненты клино- и ортопироксенов, образующих в зависимости от температуры твердые растворы разного состава. На этом принципе основаны геотермометры, учитывающие либо количество кальциевого компонента в ортопироксенах, либо соотношение кальциевого и магниевых компонентов в клинопироксене. Поэтому важно знать, каким образом кальций соотносится с другими компонентами в пироксенах.

Данные табл. 52 показывают, что содержание кальция в клинопироксене имеет отрицательную связь с его содержанием в ортопироксене и положительную — с магнием. С Fe^{2+} и железистостью он имеет отрицательную связь. Другими словами, с более кальциевым клинопироксеном сосуществует менее кальциевый и более магниевый ортопироксен. Такая корреляция кальция в пироксенах обосновывает геотермометры, использующие содержание кальция в ортопироксене [189, 209]. Однако из расчетов коэффициентов корреляции следует, что количество кальция в ортопироксене зависит также от железистости сосуществующего клинопироксена. Поэтому в случае железистых составов пироксенов оценки температур будут завышенными. Вместе с тем применение указанных геотермометров связано как с техническими трудностями, так и с неоднозначной интерпретацией результатов, обусловленной ошибками в определении кальция. Например, по геотермометру Мизена [209] в 13 случаях из 27 температуры равновесия пироксенов оказались выше или ниже области возможной интерполяции.

По другому геотермометру, не учитывающему содержание Fe^{2+} [189], доля неопределенных значений температуры еще выше. Отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ (K) в клинопироксене, используемое как геотермометр [194], имеет отрицательную связь с марганцем, кальцием, железом и железистостью сосуществующего ортопироксена, а с хромом, Al^{VI} , Mg и ΣAl — положительную. Однако здесь имеется много влияющих факторов. В частности, на величину K влияет количество ΣAl и Al^{VI} в ортопироксене. Это же наблюдается и в клинопироксене. Отметим, что с увеличением ΣAl и Al^{VI} повышается K и соответственно снижается значение температур. Особенно сильно это будет сказываться в парагенезисах высоких давлений.

На основании данных по химическому составу сосуществующих минералов были рассчитаны температуры равновесия для различных парагенезисов из гипербазитовых массивов Монголии. Кроме того, для некоторых образцов с известным химическим составом пород и минералов по равновесию кристалл—расплав рассчитана температура расплава в момент выделения первых кристаллов оливина [217]. Температуры равновесия сосуществующих минералов определялись по распределению компонентов между оливином и хромшпинелидом [42] и между клинопироксеном и ортопироксеном [130, 230]. Кроме того, рассчитаны температуры равновесия по соотношению кальция и магния в клинопироксене, сосуществующем с ортопироксеном [194], и по соотношению Ca, Mg и Fe в ортопироксене [209], сосуществующем с клинопироксеном. Обсудим полученные значения температур (табл. 53).

Отметим, что наиболее высокие температуры равновесия в среднем устанавливаются для пары оливин—хромшпинелид, хотя в пределах одного массива для одинаковых парагенезисов они могут быть различными. Разница эта достигает иногда больших значений. Так, в дунитах Шишхидгольского массива минимальная и максимальная температуры равнялись 1070 и 1359°C, в лерцолитах Эрдэнуулинского массива — 1055 и 1528, в лерцолитах Эгийнгольского массива — 1011 и 1248, в гарцбургитах Улахидского массива — 994 и 1141°C. Минимальная температура равновесия в дунитах Шишхидгольского массива соответствует температурам равновесия оливин—хромшпинель

Таблица 52

Коэффициенты парной корреляции содержаний компонентов и параметров состава сосуществующих орто- и клинопироксенов из вебстеритов и лерцолитов ($n = 37$, $r_{0.5} = 0,332$)

		Ортопироксен			
		TiO ₂	MnO	CaO	Cr ₂ O ₃
Клинопироксен	TiO ₂	+0,613	-0,122	+0,136	+0,428
	MnO	+0,325	+0,313	+0,117	-0,061
	Na ₂ O	+0,238	-0,117	-0,254	+0,532
	Cr ₂ O ₃	+0,103	-0,461	-0,259	+0,757
	Al ^{IV}	+0,349	-0,254	-0,129	+0,698
	Al ^{VI}	+0,087	-0,533	-0,427	+0,642
	Fe ²⁺	+0,444	+0,658	+0,461	-0,493
	Mg	-0,237	+0,334	+0,499	-0,442
	Ca	-0,309	-0,391	-0,549	+0,058
	f	+0,491	+0,602	+0,399	-0,429
	Σ Al	+0,267	-0,409	-0,279	+0,747
K _д	-0,012	-0,447	-0,655	+0,336	

из лерцолитов, в Эггингольском массиве минимальные температуры равновесия этой пары минералов совпали с оценками температур для лерцолитов, гарцбургитов и дунитов.

В Наранском, Алагульском и Хутульском массивах температуры равновесия сосуществующих оливинов и хромшпинелидов практически одинаковы. Несмотря на некоторые колебания оценок, парагенезисы расположились в следующем порядке уменьшения средних температур равновесия: 1) дуниты и гарцбургиты, 2) лерцолиты, 3) вебстериты. Колебания значений температур в пределах одного массива лишь подчеркивают очень сложную историю формирования альпинотипных гипербазитов. При этом максимальные температуры равновесия, очевидно, характеризуют субсолидусные условия кристаллизации сосуществующих минералов дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, а все более низкие значения температур, вероятно, отражают последующие изменения состава сосуществующих минералов, подвергшихся рекристаллизации под влиянием более поздних интрузий.

Полагая, что ультраосновная магма имела перидотитовый состав, температуру которой в момент выделения первых кристаллов оливина мы определяем по равновесию кристалл-расплав [217], и считая максимальные температуры равновесия сосуществующих оливина и хромшпинелида реликтовыми, отражающими наиболее высоко-температурные условия кристаллизации, можно подойти к оценке степени регрессивного метаморфизма отдельных ультраосновных массивов. В этом случае чем больше разница между максимальными температурами расплава и температурой равновесия сосуществующих оливина и хромшпинелида, тем выше степень регрессивного метаморфизма пород. Согласно табл. 53, эта разница составила: для Эрдэниулинского массива — 137°C, Хутульского — 236, Шишхидгольского — 297, Наранского — 388, Эггингольского — 427, Улахидского — 522, Алагульского — 579°C. Отсюда следует, что наибольшему регрессивному метаморфизму подверглись гипербазиты Алагульского массива, а наименьшему — Эрдэниулинского. Поэтому гипербазиты в первом массиве очень сильно преобразованы и вероятность встретить здесь первичные породообразующие минералы чрезвычайно мала по сравнению со вторым массивом. Интересно, что массивы выстроились в таком же порядке и в соответствии с оценками температур по паре ортопироксен-клинопироксен, полученными по геотермометру Мизена [209]. Лишь Наранский и Шишхидгольский массивы поменялись при этом местами.

Самые низкие значения температур равновесия получены по соотношению кальция и магния в клинопироксене, сосуществующем с ортопироксеном [194]. Цифры близки по величине как для разных парагенезисов (лерцолиты, вебстериты), так и для одинаковых пород различных массивов. Более того, в вебстеритах температуры кристалли-

Ортопироксен

	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg	f	Σ Al
	+0,560	+0,556	-0,112	-0,303	-0,042	+0,622
	-0,116	-0,146	+0,248	-0,268	+0,268	-0,147
	+0,485	+0,731	-0,260	-0,165	-0,216	+0,682
	+0,463	+0,441	-0,677	+0,371	-0,662	+0,504
	+0,694	+0,703	-0,302	-0,139	-0,249	+0,779
	+0,498	+0,688	-0,475	+0,182	-0,463	+0,664
	-0,256	-0,243	+0,860	-0,805	+0,882	-0,279
	-0,371	-0,517	+0,224	-0,046	+0,216	-0,498
	+0,079	-0,001	-0,377	+0,531	-0,410	+0,043
	-0,198	-0,164	+0,822	-0,799	+0,846	-0,201
	+0,679	+0,772	-0,413	-0,007	-0,374	+0,810
	+0,301	+0,361	-0,367	+0,329	-0,380	+0,371

зации сосуществующих пироксенов оказываются даже выше, чем в лерцолитах. Если указанные температуры характеризуют условия последнего равновесия, то их низкое значение отражает одинаковые условия метаморфизма альпинотипных гипербазитов различных массивов. Эти условия по температурам соответствуют гранулитовой фации метаморфизма. Отсутствие в парагенезисах альпинотипных гипербазитов Монголии барофильных минералов и, напротив, присутствие плагиоклаза в некоторых разностях пород свидетельствуют об относительно низких давлениях при их метаморфизме. Судя по особенностям состава минералов, альпинотипные гипербазиты Монголии по условиям глубинности формирования занимают интервал от нижних уровней коры до верхних уровней мантии.

Сравнение различных геотермометров, основанных на распределении компонентов между сосуществующими пироксенами [130, 230], указывает на близость определяемых по ним палеотемператур. Так, для 37 пар пироксенов средняя температура, рассчитанная по В.Д. Вуду и С. Банно, равна 1046°C, а по Л.Л. Перчуку — 1070°C. Близкое среднее значение получается и по геотермометру Б.О. Мизена: 1057°C ($n = 44$). В то же время средняя температура по соотношению Ca и Mg в клинопироксенах равна 910°C ($n = 46$), что почти на 150°C ниже, чем по трем другим геотермометрам для сосуществующих пироксенов, и еще значительно ниже по сравнению с равновесием оливин-хромшпинелид.

Интересные данные вытекают из анализа температур равновесия сосуществующих минералов из лерцолитов. В табл. 54 приведены средние значения температур равновесия сосуществующих минералов по трем геотермометрам (Дж, Д, В; см. табл. 53), а также температур расплава. Как видно, во всех массивах наблюдается трехступенчатое изменение температур по различным геотермометрам. Наиболее высокие температуры устанавливаются для равновесия *Ол-ХрШп*; ниже — для *Опн-Кпн*, самые низкие значения — для *Кпн* в парагенезисе с *Опн*. Обратившись к петрографическим данным по изучению лерцолитов, мы в большинстве случаев увидим, что оливин в них кристаллизовался первым. Одновременно с ним или несколько позже кристаллизовался ортопироксен. Клинопироксен и акцессорный хромшпинелид формировались в последнюю очередь. Иногда клинопироксен и хромшпинель выделялись одновременно.

Отсюда можно заключить, что различные температуры равновесий характеризуют магматическую природу лерцолитов. Однако полученные значения не отражают истинные температуры кристаллизации сосуществующих минералов, а только показывают какие-то заниженные, усредненные величины. Поэтому для магматических образований логично ожидать более высоких температур для пары *Ол-ХрШп*, ниже — для пары *Опн-Кпн*. Что же касается клинопироксенового геотермометра, то с учетом взаимо-

Таблица 53

Температуры равновесия минералов из пород гипербазитовых массивов Монголии, оцененные по различным геотермометрам (°C)

Мас-сив	Порода	№ обр.	Дж	Д	В	П	М	Р	
Наранский	Дунит	7136	1209	—	—	—	—	—	
	Гарцбургит	705а	1244	—	—	—	975	1675	
		712а	1287	—	—	—	>	—	
		711а	1266	—	—	—	1070	—	
		—	—	—	—	—	—	—	
	Лерцолит	7266	—	875	1024	1071	1160	1508	
		727в	—	860	1017	1058	1150	1585	
		727в-1	—	890	1034	1082	1050	—	
		11496	—	890	1001	1087	1050	—	
		7056	—	900	1050	1090	1200	—	
		272	—	950	1115	1073	1100	—	
		273	—	890	1024	993	1130	—	
		279	—	915	1043	961	1120	—	
		273-1	—	—	—	—	1075	—	
		279-1	—	—	—	—	>	—	
		Вебстерит	732г-1	—	920	1039	1141	>	—
			732г-2	—	910	1031	1018	>	—
			732г	—	900	1051	1081	1190	—
			М-706в	—	970	1108	1048	>	—
	М-706а		—	960	1103	1073	>	—	
	М-732а		—	1040	1060	975	1180	—	
	1251-1		—	1025	1125	1054	>	—	
	7006		—	880	979	1072	960	—	
	706а		—	920	1040	1070	1125	—	
	706в		—	965	1086	1063	1130	—	
	М-727в		—	—	—	—	1040	—	
	1251а		—	960	—	—	—	—	
	732а-1	—	885	—	—	—	—		
	727ж	—	900	—	—	—	—		
	Эгийгольский	Дунит	1107г	1077	—	—	—	—	
Гарцбургит		1107	1070	—	—	—	<		
Лерцолит		1108а	1011	—	—	—	750	1675	
		1105е	1248	840	1104	1088	1020	1663	
		1105д	1143	810	973	1106	1125	1639	
Вебстерит	1107а	962	—	—	—	<	—		
	3043-9а	—	—	—	—	1075	—		
Ала-гуль-ский	Лерцолит	1847а	1050	825	951	1049	880	1652	
		2021а	1031	900	1029	1042	880	—	
		2022а	1086	895	1012	1029	880	1665	
Шишидгольский	Дунит	31-9	1359	—	—	—	—	—	
		32-3	1172	—	—	—	—	—	
		1409	1146	—	—	—	—	—	
		31-10	1070	—	—	—	—	—	
		1410	1303	—	—	—	—	—	
	Гарцбургит	625-1	—	—	—	—	1125	—	
		32-5	—	—	—	—	925	—	
	Лерцолит	1085	1102	895	1047	1060	1040	—	
		78	1089	865	955	1025	900	1656	

Т а б л и ц а 53 (окончание)

Мас-сив	Порода	№ обр.	Дж	Д	В	П	М	Р
Зрдэни-улинский	Лерцолит	1132г	1185	1050	1202	1227	1200	1617
		1133в	1528	835	1034	1168	1050	1665
		1136г	1055	950	1124	1150	1180	1618
		1137	—	825	1044	1105	1150	—
		1137а	—	885	1111	1165	1170	—
Ху-туль-ский	Гарцбургит	220а	1426	—	—	—	—	1673
		231в	1437	—	—	—	1100	1668
Улахидский	Гарцбургит	301	1141	—	—	—	980	1647
		302	1008	—	—	—	975	1648
		302-1	994	—	—	—	700	1663
		402е	—	895	—	—	—	—
	Лерцолит	87а	—	895	—	—	—	—
Тайширинский	Вебстерит	М-78	—	870	966	1016	1100	—
		М-586	—	950	1098	1095	1200	—
		М-80	—	955	1077	1073	>	—
		1123д	—	—	—	—	1150	—
		1124е	—	—	—	—	1130	—
		М-80-1	—	—	—	—	>	—
		М-586-1	—	960	1084	1034	>	—
М-266	—	—	—	—	>	—		
Дзолен	Лерцолит	1163в	1080	895	944	967	1040	—
		Вебстерит	1171в	729	825	924	1096	880
Хара-тулин-ский	Вебстерит	420а	—	870	—	—	—	—
		420а-1	—	900	—	—	—	—
Барун-баян-ский	Вебстерит	3037а	—	960	1088	1072	1200	—
		3037б	—	1100	—	—	—	—
Ихэду-лан-ский	Вебстерит	442	—	800	—	—	—	—
		Верлит	1514-3	1002	—	—	—	—

Температуры равновесия рассчитаны по методикам: Дж — [42], Д — [194], В — [230], П — [129, 130], М — [209], Р — [217]; > и < — температуры выше или ниже возможной интерпретации.

Т а б л и ц а 54

Средние значения температур равновесия сосуществующих минералов из лерцолитов

Массив	T _{равн.} °С			T _{расп.} °С
	Дж	Д	В	
Эгийнгольский	1134	825	1039	1659
Алагульский	1055	873	997	1650
Шишхидгольский	1096	880	1001	1656
Зрдэниулинский	1256	909	1103	1633

отношений клинопироксена и корреляционных связей его состава с составом других сосуществующих минералов, температуры, оцененные по соотношению Ca и Mg, должны быть всегда ниже по сравнению с полученными при помощи других геотермометров. Очевидно, что в разностях ультраосновных пород, подвергшихся преобразованиям в условиях глубинных фаций метаморфизма, температуры равновесия сосуществующих минералов по различным геотермометрам будут нивелироваться.

Г Л А В А V

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ И ДРУГИХ ПОРОД ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ МОНГОЛИИ

Альпинотипные гипербазиты Монголии, как уже отмечалось, до последнего времени оставались недостаточно изученными. В первую очередь это относится к их вещественному составу. Геохимические исследования гипербазитов и ассоциирующих с ними образований в Монголии фактически только начинаются. Сведения по этому вопросу, по существу, ограничиваются краткой геохимической характеристикой Тайширинской офиолитовой ассоциации, которую приводят в своей работе, посвященной вопросам тектоники офиолитов, Л.П. Зоненшайн и М.И. Кузьмин [65].

В настоящей главе нами рассмотрены вопросы распределения элементов-примесей в породах ряда офиолитовых ассоциаций, а также изложены результаты изучения закономерностей распределения элементов платиновой группы и золота в альпинотипных гипербазитах и ассоциирующих с ними габброидах и вулканитах.

В процессе изучения гипербазитов и связанных с ними пород нами было выполнено 290 количественных спектральных анализов на 12 элементов-примесей: марганец, барий, титан, никель, медь, хром, ванадий, цирконий, скандий, кобальт, стронций и бор. По ним рассчитаны средние содержания в каждом из выделенных типов пород (табл. 55). Несмотря на значительные дисперсии содержаний элементов, вычисленные средние значения позволяют сопоставить геохимические спектры отдельных типов пород, а также сравнивать их со среднемировыми данными. А.П. Виноградова [31]. В результате рассмотрения средних содержаний элементов, а также коэффициентов их концентрации, полученных при нормировании по среднемировым данным (табл. 56, рис. 18), выявлены следующие закономерности.

Ряд элементов содержится в изученных породах в количествах, близких к средне-

Т а б л и ц а 55

Средние содержания элементов-примесей в породах офиолитовых ассоциаций по данным количественного спектрального анализа (г/т)

Порода	Cu	V	Zr	
Дуниты (19)	27	20	26	
Гарцбургиты (24)	23	12	26	
Серпентиниты (73)	19	26	22	
Лерцолиты (21)	56	38	31	
Верлиты (16)	115	84	26	
Вебстериты (35)	24	140	31	
Диопсидиты (18)	138	215	51	
Энстатиты (4)	26	58	30	
Вторичные оливин-серпентиновые породы (12)	26	8	21	
Средние содержания в ультраосновных породах (по [31])	20	40	30	
Габбро-нориты (9)	12	106	25	
Габбро (24)	74	170	36	
Вулканиты (34)	118	252	130	
Средние содержания в основных породах (по [31])	100	200	100	

В скобках — число анализов.

мировым значениям. В частности, в дунитах, гарцбургитах и серпентинитах, слагающих гипербазитовые массивы, хром, никель, марганец, кобальт, ванадий, цирконий и медь имеют коэффициенты концентрации, близкий к единице. То же можно отметить и для хрома, никеля, стронция, кобальта и ванадия в породах габброидных интрузивов (габбро-нориты, габбро).

Иная тенденция обнаруживается в породах переходных зон, представленных верлитами, вебстеритами, диопсидитами и энстатитами. В них медь, ванадий, скандий и стронций характеризуются коэффициентами концентрации, варьирующими в пределах 2–12, что указывает на резко повышенные содержания перечисленных элементов в данных типах пород из офиолитов Монголии. Такая закономерность, очевидно, обусловлена тем, что названные элементы входят преимущественно в состав пироксенов [27], слагающих значительный объем пород переходных зон. Имеются также указания на то, что основной концентратор Sc в гипербазитах и габброидах — клинопироксен [36].

Как гипербазиты, так и прорывающие их габброиды, входящие в состав офиолитовых ассоциаций Монголии, отличаются пониженными концентрациями титана. По соотношению содержания титана и коэффициентов железистости $[\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})]$ габбро-нориты и габбро относятся к низкотитанистым габброидам офиолитов [221].

Породы гипербазитовых массивов, габброидных интрузивов и переходных зон отличаются друг от друга характером корреляционных зависимостей элементов-примесей. Так, в дунитах, гарцбургитах, лерцолитах и серпентинитах обычно фиксируется значимая положительная корреляция между парами элементов: никель—кобальт, хром—марганец, а в лерцолитах — никеля с медью и барием. Хром, кроме того, коррелирует в этих породах с кобальтом и марганцем, а в дунитах — с барием.

В габброидах и породах переходных зон устанавливаются другие связи. В габбро-норитах барий имеет положительную корреляцию с ванадием и скандием. Два последних элемента положительно коррелируют между собой, а титан связан отрицательной корреляцией с цирконием. В габбро содержания титана увеличиваются прямо пропорционально содержаниям стронция, а последний положительно коррелирует с барием. В породах переходных зон ванадий имеет положительную связь со скандием, барием и бором (верлиты, вебстериты), а никель положительно связан с марганцем, хромом и кобальтом (верлиты). Барий прямо пропорционально связан со скандием, бором (верлиты) и титаном (вебстериты).

Особый интерес представляет распределение бора и бария. Как следует из приведенных данных, средние содержания бора в различных типах пород варьируют в пределах 14–113 г/т, бария — 18–32 г/т. Однако коэффициенты концентрации этих элементов оказались во много раз большими по сравнению с другими изученными элементами, поскольку для них среднемировые содержания в ультраосновных породах составляют всего лишь 1 г/т [31].

	Sc	Co	Ba	Sr	B	Mn	Ti	Ni	Cr
7	152	18	17	29	1219	.56	1881	1657	
8	141	19	27	45	1510	86	1746	2051	
8	102	28	31	32	896	98	1121	2189	
12	185	27	29	113	2372	121	1799	2120	
35	124	26	69	39	2443	325	1571	2409	
41	106	20	44	14	2177	499	1075	2674	
60	185	28	45	30	2382	381	1416	2882	
8	98	32	35	40	1560	223	1765	1390	
1	224	23	15	58	2204	35	2793	2545	
5	200	1	10	1	1500	300	2000	2000	
38	48	17	73	18	1153	291	183	208	
57	52	68	282	23	1379	1483	245	378	
37	28	332	661	19	1338	4413	103	211	
24	45	300	440	5	2000	9000	160	200	

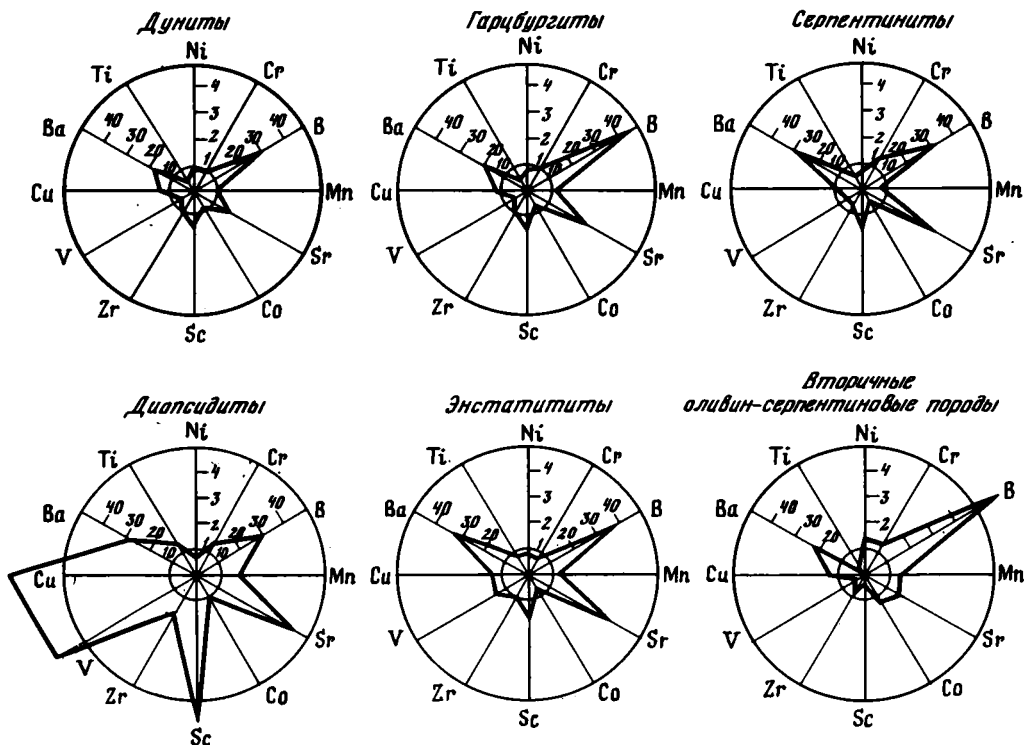


Рис. 18. Распределение элементов-примесей в главных типах пород офиолитовых ассоциаций Монголии (по данным табл. 56)
 Внутренний круг соответствует коэффициентам концентрации элементов, равным единице

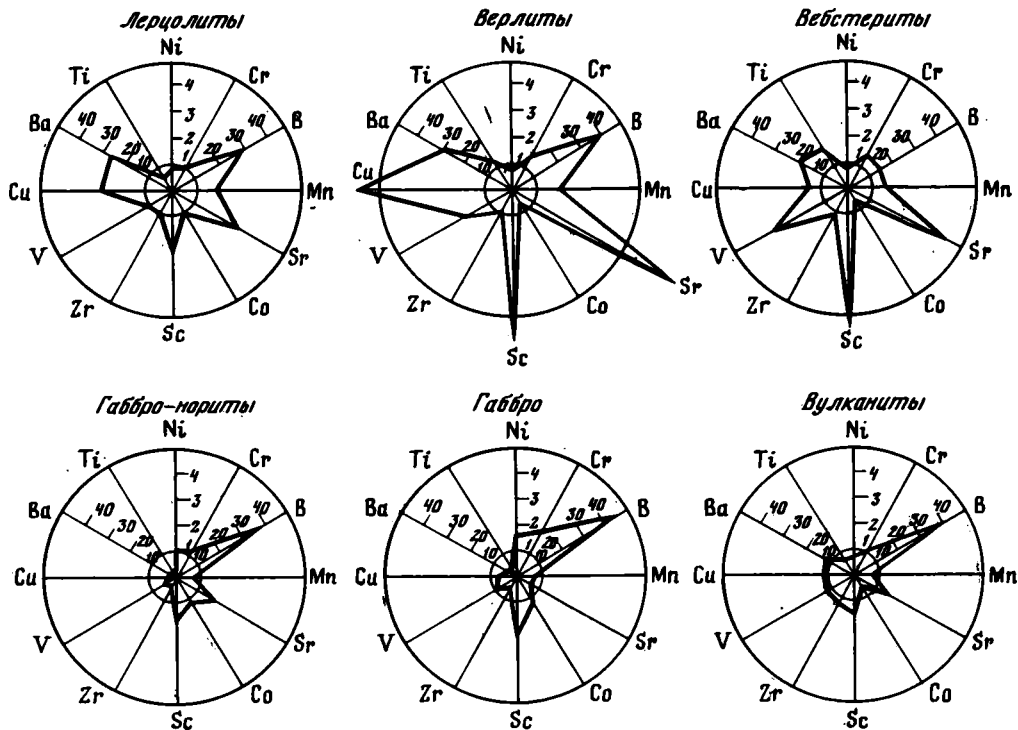
А.Ф. Горбов [40] показал, что в 79,6% всех обработанных им анализов ультраосновных пород содержание бора колеблется в пределах 3–9 г/т; это существенно выше среднего значения по А.П. Виноградову [31]. Серпентинизация пород сопровождается заметным повышением содержаний бора, а в серпентинитах среднее содержание элемента достигает 90 г/т. На основании этих данных можно предполагать, что среднемиро-

Таблица 56

Коэффициенты концентрации элементов-примесей в породах офиолитовых ассоциаций Монголии

Порода	Cu	V	Zn	Sc
1. Дуниты	1,35	0,50	0,87	1,40
2. Гарцбургиты	1,15	0,30	0,87	1,60
3. Серпентиниты	0,95	0,65	0,73	1,60
4. Перцолиты	2,80	0,95	1,03	2,40
5. Верлиты	5,75	2,15	0,87	6,80
6. Вебстериты	1,20	3,50	1,03	8,20
7. Диопсидиты	6,90	5,38	1,70	12,00
8. Энстатиты	1,30	1,45	1,00	1,60
9. Вторичные оливин-серпентиновые породы	1,30	0,20	0,70	0,20
10. Габбро-нориты	0,12	0,53	0,25	1,58
11. Габбро	0,74	0,85	0,36	2,38
12. Вулканиты	1,18	1,26	1,30	1,54

Коэффициент концентрации (K) = (среднее содержание в породах данного типа) : (среднее содержание по [31]). Для пород 1–9 использованы данные А.П. Виноградова для ультраосновных пород, для 10–12 — данные для основных пород.



вые содержания бора в ультраосновных породах в действительности на порядок выше рассчитанных А.П. Виноградовым [31]. С другой стороны, можно допустить, что относительно повышенные содержания бора в ультраосновных породах Монголии обусловлены широким распространением сильно серпентинизированных их разновидностей.

Б.Г. Лутц [107] привел данные о содержании бария в ультраосновных породах офиолитовых ассоциаций многих районов мира, из которых следует, что гипербазиты большинства ассоциаций содержат барий в количествах 8–30 г/т, т. е. близких к определенным нами в ультраосновных породах Монголии. К этому можно добавить, что в

Co	Ba	Sr	B	Mn	Ti	Ni	Cr
0,76	18	1,70	29	0,81	0,19	0,94	0,83
0,71	19	2,70	45	1,01	0,29	0,87	1,03
0,51	28	3,10	32	0,60	0,33	0,56	1,09
0,93	27	2,90	113	1,58	0,40	0,90	1,06
0,62	26	6,90	39	1,70	1,08	0,79	1,20
0,53	20	4,40	14	1,45	1,66	0,54	1,34
0,93	28	4,50	30	1,59	1,27	0,71	1,44
0,49	32	3,50	40	1,04	0,74	0,88	0,70
1,12	23	1,50	58	1,47	0,12	1,40	1,27
1,07	0,06	1,70	3,60	0,58	0,03	1,14	1,04
1,16	0,23	0,64	4,60	0,69	0,16	1,53	1,89
0,62	1,11	1,50	3,80	0,67	0,49	0,64	1,06

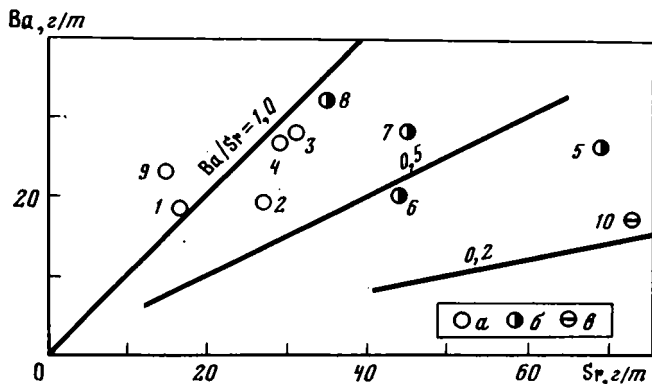


Рис. 19. Соотношение бария и стронция в породах гипербазитовых массивов (а), переходных зон (б) и ассоциирующих габброидных интрузивов (в) из офиолитовых ассоциаций Монголии. Номера точек соответствуют номерам типов пород (см. табл. 56)

гипербазитах Тайширинского массива Л.П. Зоненшайн и М.И. Кузьмин [65] определили барий в количестве 15–17 к/т, что также сопоставимо с данными, полученными нами. Таким образом, аномалия в отношении содержаний бария в гипербазитах Монголии, выявленная при расчете коэффициентов концентрации, представляется ложной из-за резкого занижения среднемирового содержания этого элемента в ультраосновных породах.

Как известно, барий-стронциевое отношение — одна из важнейших геохимических характеристик пород, в частности показатель глубины генерации соответствующих магматических расплавов [107]. Для пород гипербазитовых массивов Монголии это отношение близко к единице (дуниты — 1,0, гарцбургиты — 0,70, серпентиниты — 0,90, лерцолиты — 0,93). Эти данные согласуются с величинами, полученными Б.Г. Лутцем [106]: в альпинотипных гипербазитах указанное отношение равно 0,9. В породах габброидных интрузивов, прорывающих гипербазитовые массивы Монголии, отношение содержаний бария и стронция намного меньше (габбро-нориты — 0,23, габбро — 0,24). Породы переходных зон базит-гипербазитовых ассоциаций характеризуются промежуточными значениями этого отношения (верлиты — 0,38, вебстериты — 0,45, диопсидиты — 0,62). В вулканитах, среди которых залегают базит-гипербазитовые ассоциации, отношение барий — стронций равно 0,5, а во вторичных оливин-серпентинитовых породах оно даже больше, чем в первичных гипербазитах — 1,53 (рис. 19).

Постепенное уменьшение значений отношения барий—стронций в ряду дуниты — перидотиты—пироксениты—габброиды наблюдается и в других базит-гипербазитовых ассоциациях [172]. Вероятно, эта закономерность имеет более общее значение и обусловлена спецификой механизма образования соответствующих магматических расплавов, из которых кристаллизовались гипербазитовые и габброидные члены офиолитовых ассоциаций. В этой связи еще раз обратим внимание на упоминавшуюся выше положительную корреляцию содержаний бария с содержаниями ведущих примесных компонентов ультраосновных пород—никеля, кобальта и хрома.

Таким образом, если гипотеза о прямой зависимости величины отношения Ba/Sr от глубины выплавления соответствующих расплавов справедлива, то можно предполагать, что расплавы, из которых кристаллизовались альпинотипные гипербазиты, образовались на большей глубине по сравнению с расплавами, кристаллизовавшимися впоследствии в качестве пород габброидных интрузивов. Глубже, чем расплавы, сформировавшие габброиды, выплавлялись и те базальты, которые изливались на поверхность и входят сейчас в состав вмещающих толщ. Для пород переходных зон свойственные им промежуточные значения отношений барий—стронций, очевидно, обусловлены взаимодействием и смешением твердого гипербазитового вещества и более позднего габброидного расплава. Если бы породы переходных зон и габброиды образовались в результате процесса дифференциации единого базальтового расплава, то величины отношения барий—стронций в них, очевидно, были бы близкими.

Заканчивая характеристику распределения элементов-примесей в различных типах

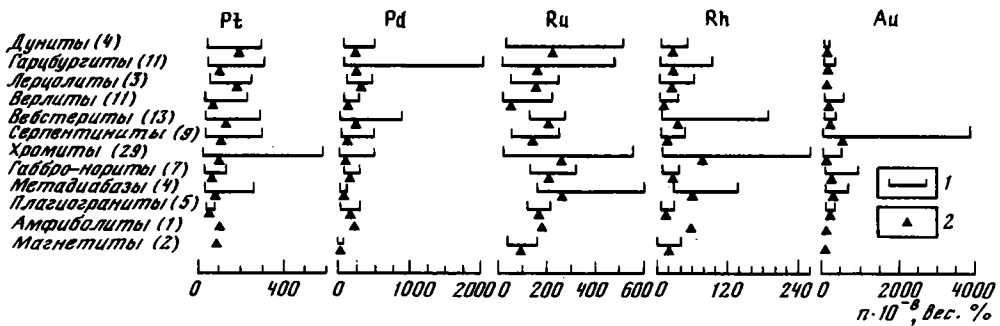


Рис. 20. Распределение элементов платиновой группы и золота в главных типах пород Монголии
Содержание элементов: 1 – пределы, 2 – средние. В скобках – число анализов

пород офиолитовых ассоциаций Монголии, отметим, что в целом выявленные закономерности не противоречат развиваемым представлениям об их полигенности и плихронности, в частности о более позднем становлении габброидных тел по отношению к телам гипербазитов.

Рассмотрим теперь распределение благородных металлов в породах офиолитовых ассоциаций. Для Монголии подобные исследования проведены впервые. Всего проанализировано 100 проб ультраосновных пород, рудных хромитов, габброидов и других типов пород на платину, палладий, рутений, родий и золото. Исследовались пробы из 12 массивов: Наранского (59 анализов), Тайширинского (5), Шишхидгольского (4), Их-Хаджумского (4), Ихэдуланского (4), Армакгольского (6), Хутульского (2), Алагульского (1), Дзоленского (2), Уланхудукского (3), Улахидского (5) и Баянлэгского (5).

Элементы платиновой группы и золото определялись в геохимической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР атомно-абсорбционным методом (аналитики В.Г. Цимбалист, Л.П. Алферьева, Н.П. Голованова). Анализируемая навеска пробы полностью переводилась в раствор. Концентрация элементов измерялась в органических растворах-экстрактах после их группового концентрирования. В качестве экстрагента использовался 0,5 M раствор алкиланилина. Методика анализа описана в специальной работе [117].

Ниже излагаются основные закономерности распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) и золота в исследованных типах пород (рис. 20).

П л а т и н а в большинстве типов пород содержится в количестве около 10 мг/т, что заметно ниже среднемировых содержаний в ультраосновных породах по данным А.П. Виноградова [31] – 200 мг/т. Наиболее высокое содержание элемента (58 мг/т) установлено в единичной пробе рудных хромитов из Наранского массива. Однако по среднему содержанию платины рудные хромиты (10,2 мг/т) несколько уступают дунитам (18,2 мг/т) и лерцолитам (17,2 мг/т). В хромитах наблюдается наиболее значительная дисперсия содержаний платины по сравнению с другими типами пород.

П а л л а д и й во всех породах содержится в количествах, заметно уступающих среднемировым данным для ультраосновных пород (120 мг/т). Средние содержания элемента снижаются от лерцолитов (29,5 мг/т) к дунитам (19,7 мг/т), гарцбургитам и вебстеритам (19,3 мг/т). Наиболее высокое содержание палладия обнаружено в единичной пробе гарцбургита – 190 мг/т. Во многих типах пород, в частности в дунитах, лерцолитах, вебстеритах, а также в габбро-норитах, количества палладия превышают содержания платины, т. е. отношение Pt/Pd меньше единицы. В гарцбургитах, верлитах, серпентинитах и метадиабазам наблюдаются обратные соотношения.

Р у т е н и й установлен в максимальном количестве в единичных пробах вторичной оливин-серпентиновой породы (50 мг/т) и метадиабаза (59 мг/т). Самое высокое среднее содержание рутения (25,9 мг/т) отмечено в рудных хромитах. Несколько ниже оно в вебстеритах (19,5), дунитах (21), а также в гарцбургитах и лерцолитах (16). Верлиты заметно обеднены этим элементом (4,1 мг/т). Габбро-нориты содержат в среднем 21,7 мг/т рутения и в этом отношении близки к гипербазитам.

Р о д и й по своему содержанию в большинстве типов пород уступает платине, палла-

дию и рутению, но близок к золоту. Наиболее высокое среднее содержание элемента присуще рудным хромитам. В одной из проб хромитов он содержится в количестве 26 мг/т. Верлиты отличаются самым низким содержанием родия (1,3 мг/т).

З о л о т о в ультраосновных породах исследованных массивов содержится в количествах, близких к среднемировым значениям (5 мг/т). Лишь в верлитах наблюдается повышенное его количество (11,9). Габбро-нориты (24,3) и метадиабазы из вмещающих толщ (26,4) содержат почти в 5 раз больше золота по сравнению со среднемировыми значениями для основных пород (4 мг/т). Гарцбургиты (5,9), дуниты (3,5), серпентиниты (6,3) и вебстериты (7,3 мг/т) обеднены золотом.

В свете полученных данных важнейшие особенности распределения ЭПГ и золота в породах офиолитов Монголии заключаются в следующем. Дуниты отличаются относительно повышенными и примерно равными содержаниями платины, палладия и рутения, но весьма бедны родием и золотом. В гарцбургитах в отличие от других разновидностей гипербазитов содержание палладия уступает содержанию платины. В остальном они подобны дунитам. Лерцолитам присущи повышенные содержания палладия. Верлиты отличаются пониженными содержаниями рутения и родия, а также повышенными содержаниями золота. Кроме того, для них характерно в целом пониженное суммарное содержание ЭПГ и золота. Вебстериты в отношении распределения ЭПГ близки к гарцбургитам. По сравнению со слабо измененными гипербазитами серпентиниты несколько обеднены ЭПГ, особенно палладием. Отличительная черта рудных хромитов — повышенное содержание рутения. В габбро-норитах по сравнению с гипербазитами наблюдаются пониженные содержания платины и повышенные — золота.

Наиболее детально ЭПГ и золото изучены в породах Наранского гипербазитового массива и в связанных с ними образованиях. Установлено, что в этом массиве вебстериты обогащены платиной и палладием по сравнению с другими типами гипербазитов. Рутений также сосредоточен преимущественно в вебстеритах. Золото в этих породах обнаруживает положительную корреляцию с титаном, трехвалентным железом и величиной потерь при прокаливании. Платина имеет отрицательную зависимость с алюминием и натрием, палладий положительно коррелирует с двухвалентным железом, а рутений имеет сильную отрицательную связь с кремнеземом.

Заканчивая общую характеристику распределения элементов платиновой группы и золота в породах офиолитовых ассоциаций Монголии, отметим, что среди исследованных гипербазитовых массивов пока не выявлены разновидности пород с заметно повышенными содержаниями ЭПГ. Однако полученные данные позволяют предполагать, что при дальнейших исследованиях обнаружение практически интересных проявлений ЭПГ наиболее вероятно в таких массивах, как Наранский, Тайширинский, Их-Хаджумский, Улахидский, где значительная часть проб содержит относительно повышенные концентрации платины и других элементов. Особого внимания заслуживают породы, слагающие переходные зоны на контакте гипербазитовых массивов и прорывающих их габброидных интрузивов. Именно здесь под воздействием габброидной магмы и ее флюидов элементы группы платины, рассеянные в первичных гипербазитах, могли подвергаться мобилизации, дальнейшему переотложению и концентрации. На возможную аккумуляцию платиноидов в гипербазитовых массивах, интродуцированных габброидами, указывает и О.М. Глазунов [37].

ПОРОДЫ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ГИПЕРБАЗИТОВЫМИ МАССИВАМИ

Эта глава посвящена результатам исследования пород, которые пространственно связаны с массивами альпинотипных гипербазитов и вместе с ними составляют офиолитовые ассоциации Монголии. В числе их характеризуются габброиды, породы переходных зон, вулканиты, дайковый комплекс, плагиограниты и осадочные отложения.

ГАББРОИДЫ

Массивы альпинотипных гипербазитов Монголии, как и многих других районов Мира, нередко сопровождаются различными по величине телами габброидов. Относительно крупные тела их характерны для каледонских офиолитовых ассоциаций. Примером могут служить габброидные тела, приуроченные к Шишхидгольскому, Наранскому и Их-Хаджумскому гипербазитовым массивам. Однако имеются и такие массивы гипербазитов, в пространственной близости с которыми габброиды полностью отсутствуют (Эгийнольский, Улиндабинский) или распространены весьма ограниченно (Хутульский, Алагульский). В герцинских офиолитовых ассоциациях преобладают сравнительно небольшие тела габброидов, имеющие в зонах меланжа характер будинообразных безкорневых блоков. Помимо различий в размерах, габброидные тела различаются по своему пространственному положению относительно гипербазитового массива, формой, внутренним строением и петрографическим составом, степенью и характером вторичных изменений. Эти качества габброидных тел во многом определяются фациальными условиями их формирования и глубиной эрозионного среза.

Частая пространственная сопряженность гипербазитовых массивов с интрузивами габброидов обусловлена приуроченностью последних к глубинным разломам, контролирующим размещение ультраосновных массивов. Габброидные интрузивы обычно располагаются по периферии пластинообразных гипербазитовых массивов со стороны

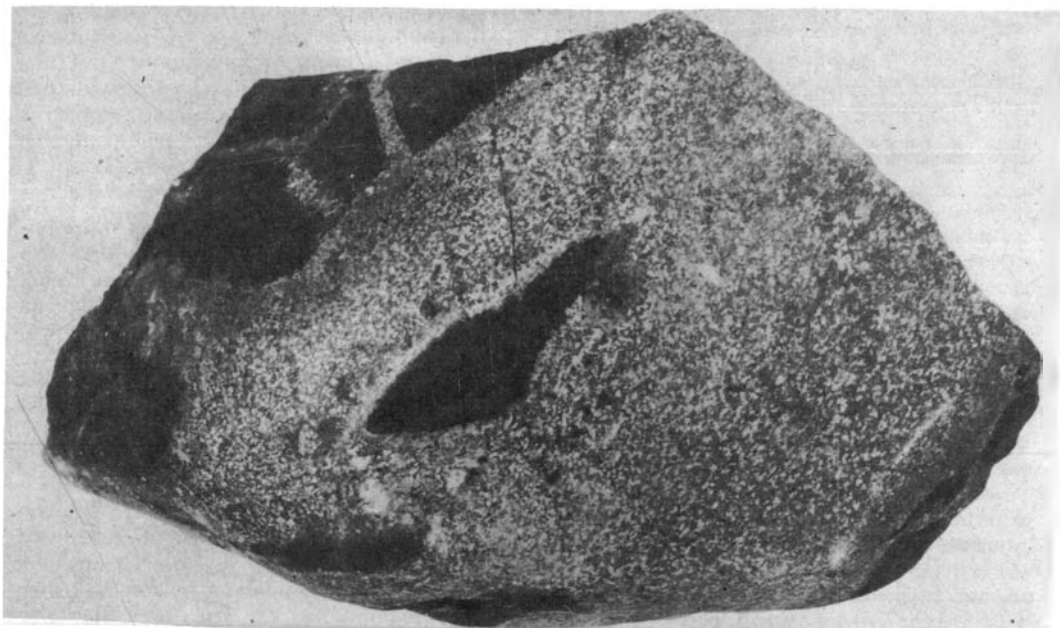


Рис. 21. Ксенолиты апогарцбургитового серпентинита, заключенные в среднезернистом габбро. В верхней левой части образца видны узкая реакционная оторочка обогащенного клинопироксенном меланократового габбро и тонкие апофизы, сложенные клинопироксеном. Обр. 1599-13, Наранский массив, р. Уригал-Гол. Натур. вел.

Таблица 57

Химический состав плагиоклазов из габброидов Наранского интрузива (вес.%)

Компонент	1 706г	2 706д	3 729в	4 1251
SiO ₂	43,60	43,90	43,50	43,50
TiO ₂	0,40	0,40	0,40	0,40
Al ₂ O ₃	33,05	32,63	32,63	34,63
Fe ₂ O ₃	1,65	0,37	Не обн.	0,68
FeO	0,34	1,34	2,09	0,45
MnO	0,02	0,04	0,03	Не обн.
MgO	1,38	1,38	1,71	1,71
CaO	18,00	18,06	18,06	18,06
Na ₂ O	0,91	0,77	0,59	0,50
K ₂ O	0,10	0,03	0,03	0,03
H ₂ O ⁺	0,20	0,20	0,30	0,30
П.л.п.	0,60	0,80	1,10	0,30
С у м м а	100,25	100,92	100,44	100,16

1—7 и 9 — габбро-нориты, 8 и 10 — габбро. Химические анализы выполнены П.А. Сердюковой (1—7), анализы на микрозонде — В.Н. Королюком (8—10).

Таблица 58

Химический состав ортопироксенов из габбро-норитов Наранского интрузива (вес.%)

Компонент	729в	1253	1251	Компонент	729в	1253	1251
SiO ₂	54,01	53,91	54,71	MgO	25,31	25,70	29,13
TiO ₂	0,10	0,11	0,04	CaO	1,85	1,20	1,61
Al ₂ O ₃	1,08	0,92	1,17	Na ₂ O	Не обн.	0,02	Не обн.
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	K ₂ O	"	Не опр.	"
FeO	16,31	15,79	12,44	Cr ₂ O ₃	0,04	0,08	0,07
MnO	0,35	0,33	0,22	NiO	0,03	0,03	Не опр.
				С у м м а	99,07	98,08	99,39

Анализы на микрозонде выполнены Н.А. Яковлевой.

их лежачих или висячих (чаще) тектонических контактов с породами рамы, образуя крутопадающие линейно вытянутые тела. Вместе с тем встречаются тела габброидов штокообразной и неправильной формы, располагающиеся внутри гипербазитовых массивов или вне их, среди вулканогенных пород офиолитовых ассоциаций. Форма некоторых тел габброидов искажена более поздними разрывными нарушениями и блоковыми дислокациями.

Одним из наиболее важных вопросов исследования габброидов, имеющих значение не только для выяснения механизма становления габброидных тел, но и генезиса всей офиолитовой ассоциации, является вопрос о контактовых взаимоотношениях габброидных тел как с массивами гипербазитов, так и с вмещающими их породами рамы.

Изучение взаимоотношений габброидов с окружающими их породами, проведенное в различных офиолитовых ассоциациях Монголии, однозначно показывает, что формирование их происходило после становления гипербазитовых массивов и вмещающих их вулканогенных толщ. Как с теми, так и с другими габброиды во многих случаях имеют отчетливо рвущие интрузивные контакты. Это устанавливается по присутствию ксенолитов гипербазитов и вмещающих их пород в габброидах. Об этом же свидетельствуют апофизы габброидных интрузивов, проникающие в гипербазиты и вулканиты.

Более позднее внедрение габброидов по отношению к гипербазитам наиболее отчетливо установлено в Наранской, Их-Хаджумской, Ихэдуланской и Шишхидгольской офиолитовых ассоциациях. В них габброиды содержат многочисленные ксенолиты

5 1251-3г	6 1253	7 729а	8 729г	9 729б	10 731а
43,50	43,30	42,50	45,85	43,94	45,86
0,40	0,40	0,40	He опр.	He опр.	He опр.
32,96	34,12	34,55	35,02	34,58	32,34
0,85	0,68	0,30	He опр.	He опр.	He опр.
0,45	0,60	0,90	0,32	0,53	0,53
0,03	He обн.	0,02	He опр.	He опр.	He опр.
1,38	0,34	1,02	"	"	"
18,53	19,00	18,06	18,58	19,19	18,30
0,73	0,73	0,73	0,66	1,67	1,68
0,02	0,05	0,05	He обн.	He обн.	He обн.
He обн.	He обн.	0,10	He опр.	He опр.	He опр.
0,90	0,60	0,90	"	"	"
99,75	99,82	99,53	100,43	99,91	98,71

гипербазитов (рис. 21), размеры которых варьируют от первых сантиметров до десятков метров. Обычно они имеют линзовидную или неправильную форму. Ксенолиты гипербазитов подверглись различным преобразованиям. В одних случаях происходит перекристаллизация лизардитовых серпентинитов в антигоритовые разности, в других — за счет серпентинитов возникли пироксениты, верлиты или их плагиоклазсодержащие разновидности. Аналогичные преобразования происходили и непосредственно вдоль контактов габброидных тел с массивами гипербазитов, где формировались различные по мощности переходные зоны приконтактных пород или так называемые полосчатые комплексы. Все это убедительно подтверждает более позднее формирование габброидов как по отношению к гипербазитам, так и к вмещающим их основным вулканитам. Этот вывод, имеющий важное значение для понимания природы офиолитов, лежит в основе развиваемых представлений о многоактности становления и полигенности офиолитовых ассоциаций.

Рассмотрим важнейшие особенности вещественного состава габброидов, представленных в офиолитовых ассоциациях Монголии.

В составе исследованных габброидных интрузивов выделяются следующие разновидности пород: габбро-нориты, габбро, оливинсодержащие их разности, амфиболовые габбро, габбро-диориты, диориты, габбро-пегматиты и габбро-диабазы. Наряду с мезократовыми встречаются меланократовые и лейкократовые разновидности этих пород. Преобладают среднезернистые габброиды, подчиненную роль играют крупно- и мелкозернистые породы. Пегматоидные габбро встречены в составе жильных тел, секущих гипербазиты Тайширинского, Армакгольского и Ихэдуланского массивов. Среди габброидов, интрузирующих Ихэдуланский массив, имеются крупнозернистые порфиroidные разновидности. Наряду с габбровыми отмечались габбро-офитовые, офитовые и пойкилоофитовые структуры. Большая часть габброидов имеет массивную текстуру. Реже встречаются такситовые, в том числе полосчатые разновидности пород, обычно приуроченные к эндоконтактным зонам интрузивов.

Характерная особенность, присущая габброидам офиолитовых ассоциаций Монголии, — их почти повсеместная, часто значительная эпимагматическая измененность. Особенно интенсивно она проявилась в породах, слагающих небольшие тела. Поэтому вещественный состав габброидов удобнее рассмотреть на примере относительно хорошо сохранившихся и лучше изученных пород Наранского габброидного интрузива, интрузирующего одноименный гипербазитовый массив.

Среди габброидных пород Наранского интрузива преобладают габбро-нориты. Они встречены также в составе габброидных тел, интрузирующих ультраосновные массивы Керуленского и Баянлэгского гипербазитовых поясов. Габбро-нориты на 50–80%

Таблица 59

Химический состав клинопироксенов из габброидов Наранского интрузива (вес.%)

Компонент	1 706д	2 1251-3	3 729а	4 1253	5 7296
SiO ₂	52,00	50,90	51,70	51,20	53,92
TiO ₂	0,20	0,48	0,22	0,22	0,01
Al ₂ O ₃	2,12	2,70	2,64	2,00	0,99
Fe ₂ O ₃	0,05	Не обн.	0,30	0,31	Не опр.
FeO	7,26	5,74	7,00	7,96	4,48
MnO	0,12	0,28	0,28	0,21	Не опр.
MgO	16,60	17,10	16,10	16,30	16,27
CaO	20,30	20,70	20,20	19,30	24,06
Na ₂ O	0,27	0,27	0,26	0,35	0,14
K ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,02	Не опр.
Cr ₂ O ₃	0,04	0,10	0,06	0,10	"
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	"
H ₂ O ⁻	0,30	0,40	0,30	0,50	"
П.п.п.	1,10	1,06	1,10	1,40	"
С у м м а	100,39	99,77	100,18	99,88	99,87
H ₂ O ⁺	0,28	0,08	0,54	0,60	Не опр.

1—10 — габбро-нориты, 11 и 12 — габбро. Химические анализы выполнены Л.С. Зоркиной (1—4), анализы на микрозонде — В.Н. Королюком (5—12).

объема состоят из плагиоклаза, содержащего от 85 до 95% анортитового компонента (табл. 57). Минерал характеризуется повышенным содержанием изоморфной примеси железа (0,31—0,51 вес.%), представленной преимущественно в двухвалентной форме [98]. Содержание орто- и клинопироксенов в габбро-норитах примерно равное. Ортопироксен по составу отвечает гиперстену с железистостью 19,3—26,6 (табл. 58). Обычно он содержит тонкопластинчатые выделения клинопироксена, возникшие в процессе распада твердого раствора. Клинопироксен по составу соответствует авгиту с железистостью 14—27% (табл. 59). Изредка встречаются оливинсодержащие разновидности габбро-норитов, тяготеющие к зонам контактов с гипербазитами. В габброидах Наранского интрузива крайне редко наблюдаются акцессорные минералы, в особенности рудные, что, очевидно, свидетельствует о низком потенциале кислорода в кристаллизовавшемся расплаве.

По составу двух пар сосуществующих пироксенов из габбро-норитов Наранского интрузива по методу Б. Вуда и С. Банно [230] рассчитаны температуры равновесия, равные 996 и 949°С. Температуры, рассчитанные по методу Л.Л. Перчука [130], соответственно равны 981 и 923°С. Эти значения температур отвечают моменту окончания ионообменных реакций между кристаллами сосуществующих пироксенов на субсолидусной стадии охлаждения. Начальная температура расплава была значительно выше.

Таблица 60

Химический состав роговых обманок из габбро (вес.%)

Компонент	1 691	2 691-2	3 337а	Компонент	1 691	2 691-2	3 337а
SiO ₂	46,71	48,61	45,89	CaO	11,96	12,10	11,96
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Na ₂ O	1,54	1,96	2,36
Al ₂ O ₃	9,99	8,12	11,26	K ₂ O	0,24	0,09	0,06
FeO	9,09	6,67	9,05	H ₂ O ⁺	2,04	2,08	1,06
MgO	16,04	18,27	15,96	С у м м а	97,61	97,90	98,33

1 и 2 — Шишхидгольский интрузив, 3 — Их-Хаджумский интрузив. Анализы на микрозонде выполнены В.Н. Королюком.

6 706г	7 729а	8 1253	9 729а	10 1251	11 731а	12 729г
53,07	51,67	53,20	51,85	53,06	52,62	50,35
0,09	0,14	0,10	0,17	0,09	0,09	0,35
0,73	1,92	1,21	1,66	0,94	1,87	4,24
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
8,04	7,94	5,74	7,09	4,74	5,31	9,41
0,22	0,25	0,14	0,19	0,14	Не опр.	Не опр.
14,68	15,49	15,82	15,58	16,39	16,05	14,26
22,93	21,21	22,58	22,26	24,01	22,49	20,90
0,11	0,07	0,11	0,09	Не обн.	0,27	0,21
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.
0,04	0,07	0,49	0,10	0,12	"	"
0,02	0,04	0,04	0,03	Не опр.	"	"
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"
99,93	98,80	99,43	99,02	99,49	98,70	99,72
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Нормальные (клинопироксеновые) габбро в Наранском интрузиве встречаются реже, чем габбро-нориты. Содержащийся в них плагиоклаз по составу отвечает битовниту (86% *Ан*). В Их-Хаджумском интрузиве плагиоклаз из габбро содержит 78% анортитового компонента, а в Баянлэгском — 60%. Состав клинопироксенов в габбро практически такой же, как в габбро-норитах, лишь несколько выше содержание глинозема. Состав породообразующих минералов габбро Наранского интрузива в общем близок к таковому из интрузивов габбро других офиолитовых ассоциаций Монголии. В некоторых из них (Шишхидгольском, Их-Хаджумском, Баянлэгском) наряду с

Т а б л и ц а 61

Химический состав вторичных минералов из габброидов (вес.%)

Компонент	1 337а	2 676	3 640-1	4 1599-14	5 2181-1
SiO ₂	55,67	55,69	54,80	31,20	68,98
TiO ₂	0,01	0,09	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	2,74	2,44	2,78	15,88	20,45
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,96	Не опр.
FeO	7,60	9,78	6,49	4,34	"
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,32	"
MgO	19,53	17,85	18,96	34,00	"
CaO	13,20	12,68	12,75	Не опр.	0,34
Na ₂ O	0,19	0,15	0,30	0,05	11,27
K ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,05	0,05	Не опр.
H ₂ O*	2,16	2,14	2,12	Не опр.	"
П.л.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	12,20	"
С у м м а	101,10	100,82	98,25	101,00	101,04

1 — актинолит из габбро роговообманкового, Их-Хаджумский интрузив; 2 и 3 — то же, из габбро, Шишхидгольский интрузив; 4 — хлорит из апогаббрового хлоритита, Наранский интрузив; 5 — альбит из габбро, Армакгольский интрузив. Анализы на микрозонде выполнены В.Н. Королюком (1–3) и О.С. Хмельниковой (5), химический анализ выполнен П.А. Сердюковой (4).

Таблица 62

Химический состав габброидов из офиолитовых ассоциаций Монголии (вес.%)

Компонент	1 2221-10	2 2221-13	3 2221-14	4 2221-16	5 729а	6 729б	7 729в
SiO ₂	46,61	44,97	45,05	46,48	46,31	46,38	45,40
TiO ₂	0,03	0,11	0,02	0,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	20,29	17,75	21,08	19,54	18,59	16,21	19,99
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,92	Не обн.	0,95	1,57	1,54	1,94
FeO	4,87	7,95	4,67	4,01	5,98	4,54	4,77
MnO	0,11	0,16	0,11	0,10	0,14	0,16	0,14
MgO	9,53	9,53	9,23	9,42	8,11	11,96	9,63
CaO	13,55	15,00	15,60	16,39	14,66	13,74	12,59
Na ₂ O	1,00	0,22	0,34	0,39	0,30	0,10	0,14
K ₂ O	0,39	0,10	0,05	0,10	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,04	Не обн.	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0,029	0,011	0,030	0,051	0,02	0,11	"
NiO	0,010	0,012	0,010	0,012	Не обн.	Не обн.	"
H ₂ O ⁻	0,14	0,07	0,22	0,10	0,34	0,36	0,30
П.п.п.	4,24	3,88	4,41	3,14	3,23	4,37	4,65
Сумма	100,82	100,78	100,85	100,72	100,26	99,49	99,57
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,37	4,66	4,34
CO ₂	"	"	"	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Таблица 62 (окончание)

Компонент	16 18	17 21	18 357а	19 361а	20 158а	21 337а	22 2285
SiO ₂	41,74	44,96	48,56	45,36	41,88	46,04	48,90
TiO ₂	0,07	0,04	0,22	0,10	0,24	0,18	0,69
Al ₂ O ₃	23,67	22,04	15,46	21,04	15,02	16,55	16,50
Fe ₂ O ₃	2,72	1,38	1,31	0,07	0,69	2,24	3,18
FeO	2,80	2,95	4,57	4,91	7,15	4,20	4,16
MnO	0,11	0,13	0,08	0,07	0,14	0,10	0,14
MgO	9,37	8,35	10,90	9,77	13,09	10,82	9,46
CaO	12,65	16,15	14,92	13,84	13,59	15,29	13,00
Na ₂ O	1,67	2,15	1,12	1,95	1,34	0,68	1,90
K ₂ O	0,10	0,10	0,05	0,20	0,10	0,05	0,29
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,06	0,04
Cr ₂ O ₃	0,36	0,36	0,15	0,09	0,08	0,12	0,02
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01
H ₂ O ⁻	0,42	0,22	0,16	0,36	Не обн.	0,16	0,26
П.п.п.	4,66	2,39	2,47	1,99	6,23	3,39	2,06
Сумма	99,82	100,90	100,01	99,79	99,58	99,88	100,61
H ₂ O ⁺	Не обн.	Не обн.	1,86	1,43	5,72	3,08	1,39
CO ₂	0,55	0,55	0,22	0,11	0,71	0,16	Не обн.

1—7 — габбро-нориты (Наранский интрузив), 8—10 — габбро, 11 — габбро-норит (Тайширинский интрузив), 12—17 — габбро (Шишхидгольский интрузив), 18—21 — габбро (Их-Хаджумский интрузив), 22 и 23 — габбро и 24 и 25 — габбро-амфиболиты (Баянлэгский интрузив). Габбро: 26 и 27 —

клинопироксеном встречается роговая обманка (табл. 60). Местами она полностью вытесняет клипироксен. Так, в южной эндоконтактной зоне Наранского габброидного интрузива, где он контактирует с венд-нижнекембрийскими вулканитами, вызывая их ороговикование, габбро-нориты постепенно сменяются клинопироксен-роговообманковыми, а затем роговообманковыми габбро, часто содержащими кварц. По мере

8 261к	9 284л	10 291а	11 290в	12 676	13 691-2	14 691	15 717-1
49,80	44,84	52,08	47,68	47,97	46,06	47,35	51,57
0,14	1,92	0,20	0,10	0,31	0,14	0,24	0,86
9,56	14,43	8,05	12,67	16,76	19,79	18,00	14,90
0,47	2,90	1,14	1,27	0,76	0,65	1,55	1,93
10,00	8,28	7,22	5,54	5,83	4,01	4,23	8,62
0,18	0,18	0,17	0,17	0,16	0,07	0,13	0,20
15,10	7,85	18,24	14,05	8,64	9,05	8,89	6,39
9,10	11,65	6,68	13,11	15,48	14,55	16,17	9,47
1,12	2,66	0,81	0,38	0,90	1,25	0,80	3,60
0,02	1,36	0,08	0,04	0,03	0,02	0,05	0,24
0,03	0,50	0,05	0,04	Не обн.	Не обн.	0,02	0,10
0,13	0,02	0,30	0,19	0,06	"	0,04	0,17
Сл.	Сл.	0,10	Сл.	Не обн.	"	Не обн.	Не обн.
0,08	0,18	0,10	0,10	"	0,10	0,08	0,04
4,13	3,12	4,48	4,46	2,75	3,83	2,55	1,98
99,98	99,89	99,61	99,80	99,66	99,53	100,12	100,07
3,61	2,49	4,26	3,87	2,48	3,70	2,28	1,94
0,05	0,27	Не обн.	0,11	0,10	Не обн.	0,11	0,05

23 2282-2	24 1996	25 1996е	26 1514-1	27 1544	28 377а	29 1003	30 1861-3	31 1127
48,40	50,70	48,10	47,00	45,80	48,32	45,32	51,00	55,00
0,52	0,05	4,90	0,40	0,36	0,36	0,28	Не обн.	0,36
14,15	14,15	14,60	23,90	13,50	16,11	18,28	17,17	17,65
2,30	3,95	4,85	0,23	0,60	1,02	4,59	1,62	4,99
7,11	7,97	7,68	2,76	4,40	5,30	8,00	4,68	4,73
0,16	0,17	0,20	0,04	0,07	0,11	0,20	0,07	0,10
11,65	6,61	5,34	4,60	14,8	8,99	6,98	7,52	2,00
9,30	9,08	8,00	15,50	14,80	9,95	10,68	8,90	10,95
2,33	4,00	4,83	1,60	0,95	3,10	1,75	2,53	0,60
0,27	0,33	0,42	0,14	0,18	1,88	0,32	1,11	0,04
0,03	0,40	0,13	Не обн.	Не обн.	0,04	0,10	Не опр.	Не опр.
0,09	Не обн.	Не обн.	"	"	0,04	0,02	0,02	0,02
0,05	0,02	0,01	"	"	Сл.	Сл.	0,01	0,01
0,14	0,16	0,12	0,24	0,22	0,20	0,28	Не опр.	Не опр.
3,47	2,12	1,44	3,40	4,40	4,03	2,89	4,02	3,48
99,97	99,71	100,62	99,81	100,08	99,59	99,81	98,65	99,93
3,24	0,72	1,58	Не опр.	Не опр.	3,50	2,31	Не опр.	Не опр.
Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	"	0,33	0,05	"	"

Ихэдуланский интрузив, 28 — Харатулинский, 29 — Герчеулинский, 30 — Уланхулуцкский, 31 — Эрдэниулинский. Химические анализы выполнены Н.Л. Козыревой (1-4), Е.Н. Жуковой (5-21, 28 и 29), С.Н. Стүлий (22-25) и Л.С. Зоркиной (26 и 27), квантометрические — Л.Д. Ивановой (30 и 31).

приближения к контакту с вулканитами состав габброидов приближается к габбро-диоритам и диоритам. Нормальные габбро, как и габбро-нориты Наранского интрузива, крайне бедны рудными акцессорными минералами. Лишь в габбро из Армакгольского, Шишхидгольского и Баянлэгского интрузивов в небольших количествах встречаются титаномагнетит, сфен и замещающий их лейкоксен, а в габброидах и породах переход-

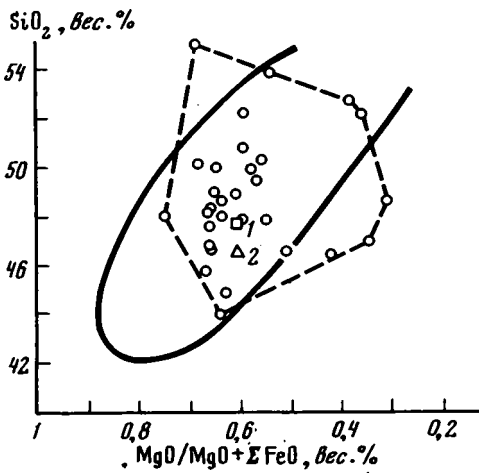


Рис. 22. Зависимость $MgO/MgO + \Sigma FeO$ от SiO_2 в габброидах (пунктирный контур) из офиолитовых ассоциаций Монголии (в пересчете на 100%)

Сплошная линия — поле составов мафических членов офиолитовых ассоциаций (по [87]). Средний состав габбро-норитов из офиолитовых ассоциаций: 1 — Монголии, 2 — Северо-Востока СССР [141]

ной зоны Шишхидгольского интрузива наблюдается сульфидная вкрапленность.

В результате постмагматических изменений породообразующих минералов габброидов в них появляется ряд новообразованных фаз. Среди последних, по данным оптических, термографических, рентгенометрических и ИК-спектроскопических исследований, устанавливаются серпентин, тальк, хлорит и актинолит, заместившие орто- и клинопироксены, а также пренит, кальцит, эпидот, клиноцоизит, цоизит, альбит, хлорит, гидрослюда, гидрогранат, цеолиты (натролит) и агрегат соссюрита, заместившие основной плагиоклаз. Иногда встречаются мономинеральные агрегаты, развившиеся по габброидам. Примером могут служить жилы апогабброидных хлоритов, залегающие в серпентинитах Наранского интрузива.

Химический состав некоторых эпигенетических минералов из габброидов приведен в табл. 61. Часто перечисленный комплекс эпигенетических минералов полностью замещает первичные фазы габбро, превращая последние в метагаббро, в которых становятся неразличимыми структурные взаимоотношения между первичными магматическими минералами. Порода при этом осветляется и превращается в бесструктурную массу. В периферических частях интрузивов габброиды нередко подвергаются катаклазу и рассланцеванию. Часто небольшие тела габбро, залегающие среди серпентинитов, особенно дайки, превращены в родингиты, о чем уже сказано в предыдущих главах.

Выше отмечалось, что габброидные интрузивы, прорывающие массивы гипербазитов и входящие в состав офиолитовых ассоциаций, формировались на различных глубинах. На неодинаковые фациальные условия формирования габброидных интрузивов указывают не только структурные особенности слагающих их пород, но и состав и мощности зон контактов воздействия интрузивов на гипербазиты и вмещающие их породы рамы. На различия в относительной глубине формирования габброидных тел указывают также колебания содержания изоморфной примеси железа в плагиоклазах габброидных пород [101]. Так, в габброидах Наранского интрузива фиксируются повышенные содержания изоморфной примеси железа, что может указывать на мезоабиссальные глубины его формирования. Кристаллизация расплава протекала здесь при сравнительно низком потенциале кислорода, что подтверждает пониженная доля трехвалентного железа в плагиоклазах по отношению к общему количеству данной примеси в структуре минерала. Этот вывод сделан по результатам исследований методом электронного парамагнитного резонанса и рентгенолюминесценции.

О восстановительном характере расплава, из которого кристаллизовались габброидные породы Наранского интрузива, можно судить и по почти полному отсутствию в них аксессуарных окислов железа. Как отмечает Р. Колман [87], этот признак может свидетельствовать о низкой активности кислорода, в связи с чем находящееся в габброидном расплаве железо предпочтительно входило в состав силикатных фаз.

Петрохимические особенности габброидов из офиолитовых ассоциаций Монголии отражены в табл. 62. Как следует из приведенных данных, габброиды офиолитов Монголии не отличаются от их аналогов из других районов Мира [87] (рис. 22): Они относятся к породам натриевой серии с нормальной щелочностью. Практически для всех проанализированных образцов габброидов типична низкая титанистость. Содержания кремнезема, а также магнезиальность пород не выходят за пределы, обычно фиксируемые в габброидах офиолитов. Анализированные породы характеризуются значительными содержаниями нормативных анортита, диопсида и гиперстена. Нормативный оливин

присутствует в 86% проанализированных образцов габброидов в количествах, редко превышающих 15% объема породы. Габброидам свойственны низкие содержания нормативных ильменита и магнетита и отсутствие рутила.

В целом габброиды из офиолитовых ассоциаций Монголии по своему химическому составу (за исключением нескольких анализов, представляющих породы, претерпевшие интенсивные эпимагматические изменения) характеризуются значительными колебаниями содержаний глинозема, высокими отношениями CaO к Na_2O и MgO к FeO , а также низкими содержаниями TiO_2 и K_2O . Эти черты химизма пород, как отмечают А.А. Маракушев и Л.Л. Перчук [114], свойственны габброидам ранних стадий эволюции подвижных зон, а по данным И. Памича [212], соответствуют габброидам офиолитовых ассоциаций.

ПОРОДЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН (ПОЛОСЧАТЫЙ КОМПЛЕКС)

Под этим названием исследователи офиолитов выделяют серию тесно связанных между собой горных пород, включающую дуниты, верлиты, различные по составу пироксениты (вебстериты, энстатиты, диопсидиты, их плагиоклазсодержащие разновидности), а также троктолиты и породы, которые по составу отвечают меланократовым оливиновым габбро. Породы переходных зон далеко не всегда обнаруживаются в конкретных офиолитовых ассоциациях и обычно представлены неполным набором перечисленных выше петрографических разновидностей. Объем их невелик и несоизмерим с объемами пространственно сопряженных с ними пород альпинотипных гипербазитов и габброидов. В Монголии породы переходных зон выявлены в Наранской, Тайширинской, Шишхидгольской, Их-Хаджумской, Ихэдуланской, Армакгольской и других офиолитовых ассоциациях.

Наиболее распространенные породы переходных зон — пироксениты, в частности диопсидиты и вебстериты. Часто встречаются верлиты, реже — плагиоклазсодержащие разновидности этих пород. Количественные соотношения породообразующих минералов в породах переходных зон непостоянны, что обусловлено их текстурной неоднородностью — значительным распространением полосчатых, пятнистых и других разновидностей такситовых текстур. Породам свойственна и неоднородность в размерах зерен породообразующих минералов, величина которых варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Часто минеральные фазы пород лишены следов динамометаморфических изменений.

Среди диопсидитов Тайширинской офиолитовой ассоциации наблюдаются реликтовые участки серпентинитов с отдельными порфиробластами оливина. Для верлитов и диопсидитов из переходных зон Ихэдуланской ассоциации характерны крупнозернистые бластопорфировые структуры, обусловленные присутствием крупных выделений клинопироксена, погруженных в массу из антиторита и вторичного оливина. Сложность и неоднородность строения переходных зон, помимо пестроты их состава и частой смены структурных и текстурных разновидностей пород, обусловлена также наличием в них реликтовых участков альпинотипных гипербазитов и ксенолитов последних в габброидах.

Обычно породы переходных зон занимают промежуточное положение между гипербазитовыми массивами и прорывающими их телами габбро, хотя встречаются они и вне видимой связи с габброидами; в этих случаях они приурочены к структурно ослабленным зонам тел гипербазитов (периферические части массивов, зоны расщепления и т.д.). Мощности переходных зон варьируют от первых метров и десятков метров (Их-Хаджумская, Ихэдуланская, Армакгольская и другие офиолитовые ассоциации) до сотен метров и даже 1–2 км (Наранская и Шишхидгольская ассоциации) [96, 99, 102].

Увеличенная мощность пород переходных зон определяется фациальными условиями становления габброидов [97], чередованием участков, сложенных гипербазитами и габброидными инъекциями (Наранская офиолитовая ассоциация), пологими углами наклонов контактов погружающихся под гипербазиты габброидных интрузивов, размерами последних и другими причинами. Породы переходных зон, как правило, имеют более свежий облик по сравнению с породами массивов альпинотипных гиперба-

Химический состав верлитов из переходных зон офиолитовых ассоциаций (вес.%)

Компонент	1 1832	2 1526	3 639	4 697-3	5 1809д	6 24966
SiO ₂	46,55	43,60	41,00	41,47	41,95	43,45
TiO ₂	Не обн.	0,10	Не обн.	Не обн.	0,084	Не обн.
Al ₂ O ₃	2,80	2,70	0,44	0,61	1,82	0,72
Fe ₂ O ₃	3,31	3,80	1,32	1,42	4,26	2,44
FeO	3,14	3,17	6,01	8,87	3,55	5,36
MnO	0,12	0,098	0,093	0,14	0,093	0,13
MgO	21,40	27,89	44,66	41,69	31,76	34,63
CaO	16,70	9,49	0,70	3,00	6,33	6,91
Na ₂ O	0,31	0,25	0,05	Сл.	0,15	0,11
K ₂ O	0,07	0,07	0,05	0,02	0,08	0,07
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04	Не опр.	Не опр.
Cr ₂ O ₃	0,77	1,00	0,50	0,44	0,75	0,62
NiO	0,112	0,112	0,276	0,16	0,134	0,15
H ₂ O ⁻	0,24	0,42	0,08	0,20	0,26	0,24
V ₂ O ₅	0,05	0,05	0,01	0,08	0,02	0,02
CoO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,02	Не опр.	Не опр.
П.п.п.	3,93	6,68	5,10	1,96	9,09	5,65
С у м м а	99,50	99,43	100,29	100,03	100,33	99,50
H ₂ O ⁺	3,69	6,51	4,70	1,84	8,74	5,37
CO ₂	0,08	0,15	0,28	Не обн.	0,26	0,24
MgO/MgO + + Σ FeO	0,82	0,85	0,82	0,78	0,81	0,86

Ассоциации: 1, 2 и 5 — Ихэдуланская, 3 и 4 — Шишхидгольская, 6—8 — Армакгольская, 9 и 10 — Уланхудукская, 11 — Хутульская, 12 — Их-Хаджумская. Средний состав верлитов пересчитан на сухое вещество. Химические анализы выполнены Н.Л. Козыревой (1—3, 5—8, 10, 11), Е.Н. Жукковой (4 и 12) и П.А. Сердюковой (9).

зитов, обычно в них не обнаруживаются присущие последним признаки динамометаморфических изменений и, как показано ниже, они отличаются от гипербазитов составом породообразующих минералов.

Для характеристики строения переходных зон офиолитовых ассоциаций приведем описание наиболее сложно построенных зон, связанных с Наранским и Шишхидгольским гипербазитовыми массивами. Первая из них прослеживается вдоль границы Наранского гипербазитового массива и прорывающего его габброидного интрузива почти на 20 км. Ее мощность меняется от первых метров на флангах этого интрузива до 0,5 км в его средней части. В составе переходной зоны преобладают вебстериты, состоящие из примерно равного количества орто- и клинопироксенов. Местами количество ортопироксена убывает до полного его исчезновения и вебстериты сменяются диопсидитами. Реже встречаются пироксениты с примесью оливина, а также плагиоклазсодержащие вебстериты. В переходной зоне Наранской ассоциации присутствуют, кроме того, различные по меланократовости габбро и габбро-нориты, а также реликтовые участки апогарцбургитовых серпентинитов. Переменяемость различных по мощности полос перечисленных разновидностей пород обуславливает полосчатое строение и значительную мощность переходной зоны. Эта зона, как и габброидный интрузив, расположена со стороны лежащего бока круто падающего на север Наранского гипербазитового массива.

Переходная зона Шишхидгольской офиолитовой ассоциации располагается вдоль западного контакта крупного гипербазитового массива с прорывающим его габброидным интрузивом. Максимальная мощность зоны до 2 км. Она имеет неоднородное (полосчатое) строение, что связано со сложной и многократной перемежаемостью полос и линз верлитов, диопсидитов и серпентинитов.

Химический состав пород переходных зон изменяется в широких пределах, что опре-

7 2187-1	8 2189	9 1198	10 1877	11 2386	12 339в	\bar{x}
43,90	42,90	48,46	48,16	43,15	39,80	46,58
He обн.	He обн.	0,15	0,13	He обн.	0,10	0,06
0,70	0,80	1,72	1,94	1,86	3,65	1,77
3,01	1,65	2,78	4,13	2,76	4,65	3,18
3,41	6,07	3,58	3,90	5,72	5,90	5,21
0,09	0,12	0,10	0,08	0,13	0,08	0,11
33,45	34,46	21,87	21,36	29,49	32,20	33,40
5,86	7,38	16,39	17,34	7,50	2,06	8,81
0,16	0,12	0,08	0,19	0,12	0,06	0,14
0,07	0,05	0,05	0,05	0,07	0,02	0,13
He опр.	He опр.	0,18	0,01	He обн.	0,06	—
0,55	0,55	0,24	0,14	0,43	0,72	0,60
0,174	0,114	0,06	0,06	0,094	0,10	—
0,44	0,42	0,32	0,32	0,12	0,40	—
0,016	0,016	He опр.	He опр.	0,04	0,06	—
He опр.	He опр.	0,006	0,008	He опр.	0,01	—
7,80	4,89	4,04	2,00	8,15	10,46	—
99,63	99,54	100,03	99,83	99,63	100,33	—
7,28	4,40	3,30	1,88	7,24	10,00	—
0,43	0,49	0,22	0,22	0,59	0,11	—
0,81	0,81	0,78	0,78	0,76	0,74	0,80

деляется многообразием представленных здесь типов пород и изменениями в их количественно-минеральном составе. В табл. 63–66 приведен химический состав наиболее распространенных разновидностей пород из переходных зон офиолитовых ассоциаций Монголии: верлитов, диопсидитов, вебстеритов и энстатитов. Все эти породы отличаются относительно узким диапазоном колебания значений магnezальности (0,70–0,87) при весьма значительной дисперсии содержания кремнезема (42,4–56,9 вес.%; рис. 23). При этом поля составов габброидных пород и пород переходных зон частично перекрываются. Наиболее высокие содержания кремнезема типичны для вебстеритов, точки составов которых образуют относительно компактный рой. В отличие от них верлиты характеризуются значительной дисперсией по кремнезему. Диопсидиты занимают промежуточное положение между этими типами пород на диаграмме. По содержанию кремнезема отдельные образцы верлитов приближаются к неизменным гипербазитам — лерцолитам и гарцбургитам.

Различные вопросы, связанные с происхождением офиолитовых ассоциаций и отдельных их членов, дискутируются уже десятки лет и продолжают обсуждаться исследователями до сих пор. Сложность самого объекта исследований, многообразие его проявлений явились причиной того, что к настоящему времени сформировалось несколько подходов или направлений в изучении проблемы офиолитов. Остановимся лишь на двух вопросах петрологии офиолитов, которые нам представляются принципиальными и на которые в той или иной мере можно получить ответ на основании данных по офиолитам Монголии.

В проблеме офиолитов один из наиболее актуальных — вопрос о пространственных, временных и генетических взаимоотношениях гипербазитов и габброидов. По нему среди исследователей до сих пор нет единогласия. От того, как исследователь трактует эти взаимоотношения, во многом зависят и его взгляды на природу всей

Таблица 64

Химический состав диоксидов из переходных зон офиолитовых ассоциаций (вес.%)

Компонент	1 1866	2 1197	3 2496а	4 3376	5 342а	6 665-2	\bar{x}
SiO ₂	51,82	45,98	47,80	48,52	50,00	49,53	50,61
TiO ₂	0,15	0,35	He обн.	0,28	0,14	0,20	0,20
Al ₂ O ₃	1,72	3,89	1,10	2,47	1,80	4,19	2,63
Fe ₂ O ₃	0,90	2,60	2,24	3,16	1,31	1,54	2,04
FeO	3,75	2,53	3,38	5,55	3,80	4,54	4,06
MnO	0,11	0,06	0,085	0,10	0,10	0,13	0,10
MgO	17,34	23,92	26,96	19,63	20,33	18,27	21,84
CaO	22,69	13,78	14,06	15,78	19,05	18,25	17,83
Na ₂ O	0,23	0,26	0,17	0,34	0,25	0,27	0,26
K ₂ O	0,05	0,05	0,08	0,04	0,01	0,01	0,04
P ₂ O ₅	He обн.	He обн.	He опр.	0,03	0,12	He обн.	—
Cr ₂ O ₃	0,11	0,48	0,86	0,33	0,33	0,29	0,42
NiO	0,04	0,06	0,078	Сл.	0,02	He опр.	—
H ₂ O ⁻	0,28	0,60	0,20	0,20	0,12	0,16	—
V ₂ O ₅	He опр.	He опр.	0,08	He опр.	0,02	0,19	—
CoO	0,004	0,003	He опр.	0,01	0,01	0,01	—
П.п.п.	0,94	5,20	3,56	3,42	2,46	2,53	—
С у м м а	100,13	99,76	100,65	99,86	99,87	100,11	—
H ₂ O ⁺	0,45	4,84	3,45	2,55	1,91	2,12	—
CO ₂	0,43	0,32	0,11	0,38	0,11	0,05	—
MgO/MgO + + Σ FeO	0,79	0,83	0,83	0,70	0,80	0,75	0,79

Ассоциации: 1 и 2 — Уланхудукская, 3 — Армакгольская, 4 и 5 — Их-Хаджумская, 6 — Шишхидгольская. Средний состав диоксидов пересчитан на сухое вещество. Химические анализы выполнены П.А. Сердюковой (1 и 2), Н.Л. Козыревой (3) и Е.Н. Жуковой (4—6).

офиолитовой ассоциации. В этой связи представляется необходимым более подробно обсудить указанный вопрос.

В настоящее время никто из исследователей офиолитов не сомневается, что источником как гипербазитов, так и габброидов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, служит вещество верхней мантии. Одновременно многие исследователи приходят к выводу о существовании перерыва между временем формирования гипербазитов и габброидов. Этим, пожалуй, и ограничивается то общее, что принимается большинством исследователей офиолитов. Далее начинаются разногласия, которые приобрели особую остроту в вопросе о внутреннем строении офиолитовых ассоциаций.

Со времени появления гипотезы тектоники плит, очень быстро завоевавшей умы многих геологов, укоренилось представление о стратифицированном характере строения офиолитовых ассоциаций. При этом считается, что в основании ассоциации всегда располагается гипербазиты (метаморфические гипербазиты, по Р. Колману [87]), выше которых, последовательно сменяя друг друга, залегают породы полосчатого комплекса (ультраосновные кумюляты), затем габброиды (основные кумюляты), породы дайковой серии, плагиограниты, шаровые лавы и, наконец, пелагические морские отложения. Эта идеализированная, очень упрощенная схема строения офиолитовых ассоциаций возникла после того, как была установлена близость континентальных офиолитов и пород, слагающих земную кору океанического типа, и по набору пород, и по их составу.

На основании геофизических данных в строении океанической коры по плотностным характеристикам и скоростям распространения упругих волн выделяются три слоя, отвечающие гипербазитам, базальтам и морским осадкам. Такое трехчленное строение океанической коры позднее было подтверждено данными драгирования, а для первого и второго слоя — результатами глубоководного бурения. После того как благодаря

Рис. 23. Зависимость $MgO/MgO + \Sigma FeO$ от SiO_2 в различных породах переходных зон (пунктирный контур) офиолитовых ассоциаций Монголии (в пересчете на 100%)

Сплошная линия — поле составов габброидов из тех же ассоциаций (см. рис. 22); 1 — верлиты, 2 — вебстериты, 3 — энстатиты, 4 — диопсидиты

усилиям сторонников гипотезы тектоники плит многие исследователи стали рассматривать офиолиты континентов в качестве океанической коры геологического прошлого [128], трехслойное строение было принято и для них.

Появившиеся таким образом представления о слоистом строении офиолитовых ассоциаций континентов и о почти повсеместном залегании габброидов на гипербазитах нашли широкое распространение в многочисленных публикациях последующих лет [65, 87, 200 и др.]. В обосновании своих представлений о кумулятивном происхождении пород переходных зон (полосчатого комплекса) исследователи приводят, в частности, следующие аргументы. В так называемых кумулятах в отличие от метаморфических перидотитов в оливинах и ортопироксенах не обнаруживаются следы динамометаморфических преобразований. Эти породообразующие минералы кумулятов имеют более широкие вариации составов. Сама геологическая позиция пород переходных зон, повсеместно расположенных в основании габброидных интрузивов, подтверждает, что они возникают в результате отсадки на дно магматических камер наиболее высокотемпературных фаз в начальные стадии кристаллизации габброидной магмы. Однако большинство авторов оставляют без ответа вопрос о том, каким образом в офиолитах мог повсеместно сформироваться "слой" габброидов.

В дальнейшем были предприняты попытки объяснить слоистый характер залегания габброидов особыми условиями их образования. В частности, А.Л. Книппер [84] полагал, что "слой" габброидов возникает за счет верхней части мантийного дунит-гарцбургитового комплекса и частично — за счет перекрывающих его основных эффузивов в результате щелочно-кремнекислого метасоматоза. А.А. Ефимов [50] считал, что в образовании габброидов повинен известково-глиноземистый метасоматоз. По мнению Н.Л. Добрецова [46], габброиды офиолитов, имеющие магматическую породу и слагающие своеобразный "слой", возникли в процессе просачивания оливин-толеитового расплава сквозь пористую "гарцбургитовую губку". Предлагались и другие объяснения этого явления, но все они не дают, по нашему мнению, достаточно корректного ответа на вопрос о природе габброидов офиолитовых ассоциаций.

В ходе дальнейших исследований офиолитов в различных районах мира появились многочисленные факты, явно противоречащие представлению о том, что эти ассоциации всегда имеют стратифицированное строение и входящие в их состав габброиды в виде "слоя" залегают на гипербазитах [60, 104, 141, 146, 212, 215]. В указанных работах достаточно убедительно показано, что габброиды, входящие в состав офиолитов, образуются позже гипербазитов и внедряются в них в качестве более поздних интрузивных тел, которые могут занимать самое различное положение по отношению к прорываемым ими гипербазитовым телам.

В ряде наших публикаций, посвященных специально проблеме взаимоотношения различных членов офиолитовых ассоциаций, обосновывается неприемлемость модели их стратифицированного строения [95, 97; 139—141, 143, 144]. На основании данных по офиолитам различных районов, включая Монголию, четко устанавливаются интрузивные контакты габброидов с гипербазитами и вмещающими их вулканитами. В зависимости от конкретных условий становления габброиды вызывают различные по масштабам и составу преобразования окружающих пород, в том числе и гипербазитов. Взаимоотношения гипербазитов и габброидов, аналогичные описанному нами, установлены в офиолитах Урала [180, 181], Дальнего Востока [57], Северо-Востока СССР [27] и других районов. Здесь уместно отметить, что под давлением фактов некоторые

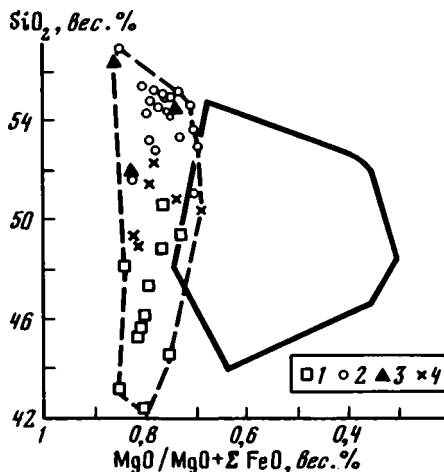


Таблица 65

Химический состав вебстеритов из переходных зон офиолитовых ассоциаций (вес.%)

Компонент	1 706-А	2 706в	3 732г	4 2221-17	5 2221-18	6 2221-20	7 2221-21
SiO ₂	53,80	54,20	54,42	52,93	54,12	53,23	54,29
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	0,14	0,05	0,03	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	2,05	1,30	1,48	1,64	1,87	1,51	1,41
Fe ₂ O ₃	0,04	0,29	0,26	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO	6,33	5,22	9,38	8,77	10,30	7,15	7,82
MnO	0,16	0,17	0,18	0,19	0,21	0,18	0,18
MgO	23,92	23,42	28,90	25,75	28,24	23,65	27,05
CaO	11,89	13,75	3,35	9,12	3,67	11,57	7,20
Na ₂ O	0,06	0,06	0,01	0,12	0,08	0,12	0,10
K ₂ O	0,01	0,01	0,03	0,10	0,10	0,05	0,05
P ₂ O ₅	Не обн.	0,04	Не обн.	0,03	0,01	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,29	0,33	0,40	0,51	0,39	0,38	0,43
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,05	0,06	0,05	0,06
H ₂ O ⁻	0,14	0,06	0,12	0,04	0,02	0,02	0,09
V ₂ O ₅	0,08	0,04	0,12	0,03	0,03	0,04	0,03
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П.п.п.	0,02	0,86	0,74	1,52	1,00	2,02	1,29
С у м м а	99,70	99,76	99,54	100,86	100,05	100,01	100,05
H ₂ O ⁺	0,70	0,63	0,67	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO ₂	0,03	Не обн.	Не обн.	"	"	"	"
MgO/MgO + + Σ FeO	0,79	0,81	0,75	0,75	0,73	0,77	0,78

Ассоциации: 1–11 – Наранская, 12–15 – Тайширинская, 16 – Шишхидгольская, 17 и 18 – Улахидская, 19 – Дзоленская, 20 – Алагульская. Средний состав вебстеритов пересчитан на сухое

Таблица 65 (окончание)

Компонент	15 М-80	16 690-1	17 М-402е	18 М-420а	19 1171в	20 2134	\bar{x}
SiO ₂	50,52	51,90	51,40	53,64	47,58	55,46	54,18
TiO ₂	0,06	0,16	Не обн.	Не обн.	0,07	0,10	0,06
Al ₂ O ₃	0,91	2,60	1,59	1,27	1,08	1,72	1,96
Fe ₂ O ₃	1,25	Не обн.	1,24	0,34	3,04	0,01	0,76
FeO	6,80	4,54	5,88	5,14	3,35	4,86	6,78
MnO	0,17	0,11	0,11	0,11	0,07	0,05	0,16
MgO	33,25	18,10	23,91	22,51	32,12	33,83	26,57
CaO	1,33	19,98	10,10	14,92	4,27	0,84	8,98
Na ₂ O	0,06	0,40	0,16	0,25	0,09	0,05	0,13
K ₂ O	0,04	0,02	0,01	0,01	0,05	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,10	Не обн.	0,04	0,07	Не обн.	0,01	—
Cr ₂ O ₃	0,38	0,32	0,37	0,45	0,38	0,58	0,29
NiO	0,08	Не обн.	Сл.	Сл.	0,06	0,13	—
H ₂ O ⁻	0,22	0,06	0,40	0,32	0,60	0,16	—
V ₂ O ₅	0,16	0,54	Не обн.	0,10	Не опр.	Не опр.	—
CoO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006	0,007	—
П.п.п.	4,50	1,81	4,49	1,61	6,40	1,04	—
С у м м а	99,84	100,55	99,71	100,75	99,17	98,96	—
H ₂ O ⁺	4,06	1,60	4,07	1,30	6,16	0,70	—
CO ₂	0,11	Не обн.	0,27	0,11	0,86	0,32	—
MgO/MgO + + Σ FeO	0,81	0,80	0,77	0,81	0,84	0,87	0,78

8 2221-22	9 2221-15	10 2221-23	11 2221-25	12 M-586	13 M-78	14 1124
54,27	50,55	52,78	53,00	52,12	51,16	51,98
0,04	0,05	0,06	0,04	Не обн.	0,08	0,10
1,58	9,23	1,36	1,03	0,85	2,71	2,16
Не обн.	0,56	0,56	1,00	1,04	2,50	2,33
7,82	6,46	7,23	6,73	6,52	6,46	5,21
0,18	0,17	0,22	0,18	0,17	0,21	0,12
26,92	16,86	28,00	30,00	28,80	21,29	18,96
7,23	15,80	5,28	3,52	4,13	11,65	15,68
0,11	0,28	0,10	0,07	0,10	0,17	0,09
0,05	0,05	0,05	0,10	0,17	0,05	0,05
0,01	Не обн.	0,02	0,01	0,07	0,05	0,04
0,48	0,20	0,46	0,38	0,31	0,19	0,15
0,06	0,03	0,06	0,06	0,06	Сп.	0,06
0,07	0,05	0,07	0,21	0,20	0,42	0,24
0,03	0,03	Не обн.	0,02	0,16	Не обн.	Не опр.
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006
1,60	1,57	3,24	3,97	5,41	3,22	1,92
100,46	100,89	99,50	100,32	100,12	100,30	99,10
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,18	2,77	2,15
"	"	"	"	Не обн.	0,16	0,32
0,77	0,71	0,78	0,80	0,79	0,71	0,72

вещество. Химические анализы выполнены Е.Н. Жуковой (1—3, 12—18, Н.Л. Козыревой (4—11) и П.А. Сердюковой (19 и 20).

исследователи офиолитов, ранее отрицавшие интрузивные взаимоотношения габброидов с гипербазитами, вынуждены были их признать, оценивая, однако, этот факт как принадлежащее им открытие [85].

Таким образом, разновозрастность формирования гипербазитовых и габброидных тел, входящих в состав континентальных офиолитов, можно считать вполне доказанной, и ее необходимо учитывать при построении любых моделей образования этих ассоциаций.

Второй вопрос, который представляется целесообразным здесь обсудить, касается формационной принадлежности ультраосновных и основных глубинных пород, входящих в состав офиолитовых ассоциаций. Известно, насколько тесной является пространственная связь тел гипербазитов и габброидов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций. На современном эрозионном срезе в одних ассоциациях преобладают гипербазиты, в других — габброиды. Некоторые исследователи полагают, что такое соположение тел гипербазитов и габброидов позволяет выделять их в единую габбро-гипербазитовую магматическую формацию [120]. При этом обычно не учитываются ни данные о разновозрастности, ни специфические условия зарождения и образования гипербазитов и габброидов. Такая ассоциация, очевидно, не будет полностью соответствовать понятию магматической формации [92, 179]. Поэтому в тех случаях, когда устанавливается одновременность внедрения гипербазитовых массивов и прорывающих их габброидных тел, причем соизмеримых по площади распространения, очевидно, целесообразнее выделять не единую магматическую формацию, а две самостоятельные магматические формации: гипербазитовую, точнее, дунит-гарцбургитовую, и габброидную. Однако иногда более ранние гипербазитовые тела прорываются габброидами и при этом образуется сложный комплекс промежуточных гибридных пород, обязанных своим возникновением более раннему ультраосновному субстрату и воздействовавшей на него габброидной магме. Такие магматические формации, часто называемые габбро-пироксенит-дунитовая, габбро-верлитовая, дунит-пироксенитовая, дунит-троктолитовая

Т а б л и ц а 66

Химический состав энстатитов из переходных зон офиолитовых ассоциаций (вес.%)

Компонент	1 1862-4	2 414г	3 1107а	4 1186	\bar{x}
SiO ₂	52,90	50,88	52,92	51,08	54,07
TiO ₂	0,10	0,06	0,06	0,10	0,08
Al ₂ O ₃	0,86	0,76	1,94	1,72	1,38
Fe ₂ O ₃	2,71	0,50	2,03	1,92	1,87
FeO	7,00	6,86	2,74	4,05	5,34
MnO	0,14	0,11	0,07	0,10	0,11
MgO	29,56	37,52	38,12	30,76	33,79
CaO	3,56	0,48	1,42	4,75	2,66
Na ₂ O	0,09	Не обн.	0,20	0,11	0,11
K ₂ O	0,05	0,01	0,05	0,05	0,13
P ₂ O ₅	Не обн.	0,07	Не обн.	0,04	—
Cr ₂ O ₃	0,16	0,68	0,35	0,57	0,46
NiO	0,04	Сл.	0,06	0,38	—
H ₂ O ⁻	0,28	0,28	0,76	0,40	—
V ₂ O ₅	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр.	—
CoO	0,006	0,01	0,005	0,012	—
П.П.п.	1,64	1,92	4,68	3,04	—
С у м а	99,10	100,24	99,41	99,08	—
H ₂ O ⁺	1,93	1,69	3,63	2,23	—
CO ₂	0,22	Не обн.	0,23	0,22	—
MgO/MgO + + Σ FeO	0,76	0,84	0,88	0,84	0,83

Ассоциации: 1 и 4 — Уланхудукская, 2 — Улахидская, 3 — Эгийнольская. Средний состав энстатитов пересчитан на сухое вещество. Химические анализы выполнены П.А. Сердюковой (1, 3 и 4) и Е.Н. Жуковой (2).

и так далее, вероятно, представляют собой тип полигенных ассоциаций магматических горных пород [96].

Представление о кумулятивном генезисе пород переходных зон не согласуется с фактическими данными, которые получены нами в процессе исследования базит-гипербазитовых ассоциаций Монголии. Отметим, в частности, что в ряде случаев породы полосчатого комплекса располагаются не в основании габброидных интрузивов и не над пластинообразными массивами гипербазитов, а со стороны их лежащего бока, в местах прорывания гипербазитов габброидами. Появляются полосчатые комплексы и в экзоконтактных зонах апикальных частей прорывающих гипербазиты габброидных интрузивов. Нередко серии субпараллельных дайко- и жиллообразных тел пироксенитов располагаются в тектонически ослабленных зонах внутренних частей гипербазитовых массивов, вне видимой связи с габброидными интрузиями (Улахидский, Алагульский и Эгийнольский массивы). Такое пространственное положение пород переходных зон невозможно объяснить с позиций их кумулятивного происхождения — в этом случае они везде должны были бы залегать в придонных частях габброидных интрузивов.

Не отвечают кумулятивному генезису и структурные особенности пород переходных зон. Так, входящие в их состав образования, охарактеризованные выше под названием "вторичные дуниты", имеют различные модификации гранобластических структур. То же можно сказать о верлитах и пироксенитах. Последним довольно часто свойственно крупно- и даже гигантозернистое сложение, что также может служить одним из признаков немагматического происхождения их.

Рассматривая особенности составов породообразующих минералов пород переходных зон, можно констатировать, что в общем они занимают промежуточное положение по отношению к составам соответствующих фаз в гипербазитах и габброидах (табл. 67—70, рис. 24 и 25). Вместе с тем более тщательно проведенный сравнительный анализ

Таблица 67

Химический состав оливинов из пород переходных зон офиолитовых ассоциаций (вес. %)

Компонент	1 697-3	2 697-3а	3 1084	4 1084а	5 689
SiO ₂	40,70	40,97	40,04	40,25	40,01
FeO	10,69	11,09	13,74	14,32	14,78
MnO	0,35	Не опр.	0,46	Не опр.	0,35
MgO	48,81	48,01	46,56	45,21	45,49
CaO	0,03	Не опр.	0,03	Не опр.	0,03
Cr ₂ O ₃	0,01	"	0,01	"	0,01
NiO	0,21	0,21	0,10	0,11	0,22
С у м м а	100,80	100,28	100,94	99,89	100,89
f	0,110	0,141	0,142	0,151	0,154

1—5 — верлиты, Шишхидгольская ассоциация, 6—8 — плагиоверлиты, Ихэдуланская ассоциация, 9 — верлит и 10 — клинопироксенит оливинсодержащий, Армакгольская ассоциация. Анализы на микрозонде выполнены В.Н. Королюком (2, 4, 6 и 7), А.В. Усовой (1, 3 и 5), Н.А. Яковлевой (8) и О.С. Хмельниковой (9 и 10); $f = Fe/Fe+Mg$.

Таблица 67 (окончание)

Компонент	6 1514-3	7 1514-3а	8 18186	9 24966	10 2496в
SiO ₂	39,82	39,13	40,58	40,85	40,24
FeO	16,91	17,31	10,27	11,56	11,55
MnO	0,27	0,28	Не обн.	0,21	0,17
MgO	42,13	42,08	48,84	48,84	48,93
CaO	Не опр.	Не опр.	0,02	Не обн.	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,05	Не опр.	Не опр.
NiO	0,13	0,12	0,15	0,19	0,18
С у м м а	99,31	98,83	99,91	101,64	101,07
f	0,184	0,187	0,105	0,118	0,117

одних и тех же минеральных фаз гипербазитов, пород переходных зон и габброидов, как было показано выше, позволил выявить некоторые различия, проливающие свет на условия образования пород. Мы имеем в виду тот факт, что клинопироксены из гипербазитов отличаются от таковых из пород переходных зон по компонентному составу. Например, в клинопироксенах из гипербазитов содержится жадеитовый ком-

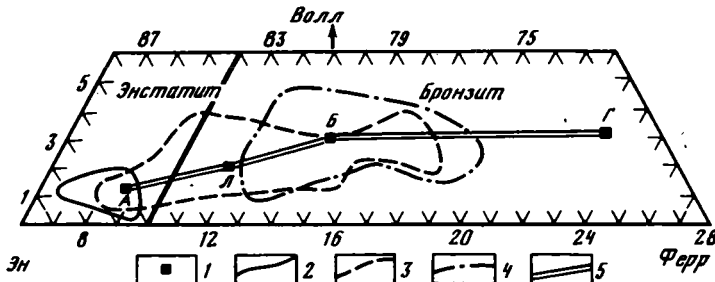


Рис. 24. Средние составы ортопироксенов из пород офиолитовых ассоциаций Монголии

1 — ортопироксены из габбро-норитов (Г), гарцбургитов (А), перцолитов (Л), вебстеритов и ортопироксенитов (Б); 2 — ореол точек составов ортопироксенов из гарцбургитов; 3 — то же, из перцолитов; 4 — то же, из вебстеритов и ортопироксенитов; 5 — тренд изменения средних составов ортопироксенов в ряду гарцбургиты—перцолиты—вебстериты (ортопироксенит)—габбро-нориты. Эн — энстатит, Волл — волластонит, Ферр — ферросилит

Таблица 68

Химический состав ортопироксенов из пород переходных зон
офиолитовых ассоциаций (вес.%)

Компонент	1 1251-1	2 732а	3 706а	4 706в	5 732г	6 80	7 266
SiO ₂	54,25	54,00	56,00	56,00	55,5	56,70	56,36
TiO ₂	0,20	0,12	Сл.	Сл.	Сл.	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	1,03	1,31	1,07	0,86	1,07	0,79	1,17
Fe ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,34	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.
FeO	11,90	14,40	8,20	8,30	10,20	7,86	10,31
MnO	0,28	0,36	0,32	0,27	0,30	Не опр.	Не опр.
MgO	28,90	26,60	31,20	31,60	29,00	31,31	29,41
CaO	1,75	1,42	1,78	2,38	1,90	1,85	1,81
Na ₂ O	0,07	0,06	0,08	0,05	0,07	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	"	"
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Сл.	Не обн.	Не обн.	"	"
Cr ₂ O ₃	0,15	0,20	0,35	0,35	0,28	0,38	0,30
NiO	Не опр.	0,025	0,04	0,04	0,03	Не опр.	Не опр.
CoO	Не опр.	0,01	0,05	0,056	0,03	"	"
V ₂ O ₅	Не обн.	0,02	0,01	0,01	Не обн.	"	"
H ₂ O*	0,53	0,91	Не обн.	0,18	Не опр.	"	"
H ₂ O ⁻	0,30	0,20	0,30	0,10	0,50	"	"
П.п.п.	1,30	2,10	1,10	0,90	1,40	"	"
Сумма	99,96	100,57	100,39	99,94	99,94	98,89	99,35
f	0,188	0,231	0,132	0,129	0,165	0,123	0,164

1 и 2 — вебстериты плагиоклазсодержащие, 3—5 — вебстериты, 6 и 7 — вебстериты оливинсодержащие. Ассоциации: 1—5 — Наранская, 6 и 7 — Тайширинская. Химические анализы выполнены Л.С. Зоркиной (1—5), анализы на микрозонде — В.Н. Королюком (6 и 7); $f = Fe/Fe+Mg$.

Таблица 69

Химический состав клинопироксенов из пород переходных зон
офиолитовых ассоциаций (вес. %)

Компонент	1 732а	2 1251-1	3 1251-1з	4 280-3з	5 732г	6 706а	7 706в	8 386
SiO ₂	51,70	52,00	53,34	52,65	53,05	53,34	53,12	54,42
TiO ₂	0,20	0,15	0,12	0,16	0,13	0,06	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	2,23	1,62	1,60	1,53	1,70	0,73	0,79	0,98
Fe ₂ O ₃	0,72	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	5,40	6,00	5,79	6,30	4,16	3,74	3,29	3,94
MnO	0,27	0,12	0,14	0,16	0,10	0,10	0,11	Не опр.
MgO	17,30	18,10	16,81	15,69	17,08	18,21	18,38	17,35
CaO	20,90	21,30	21,05	21,82	22,78	22,73	22,67	21,74
Na ₂ O	0,34	0,27	0,09	0,13	0,15	0,11	0,07	0,13
K ₂ O	0,04	0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cr ₂ O ₃	0,16	0,31	0,37	0,17	0,45	0,51	0,50	"
NiO	0,015	0,025	0,05	0,04	0,04	Не опр.	Не опр.	"
CoO	0,02	0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"	"
V ₂ O ₅	0,04	0,04	"	"	"	"	"	"
H ₂ O*	0,48	Не опр.	"	"	"	"	"	"
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,30	"	"	"	"	"	"
П.п.п.	1,30	0,76	"	"	"	"	"	"
Сумма	100,36	100,62	99,36	98,65	99,64	99,52	99,59	98,62
f	0,169	0,157	0,163	0,184	0,121	0,104	0,091	0,113

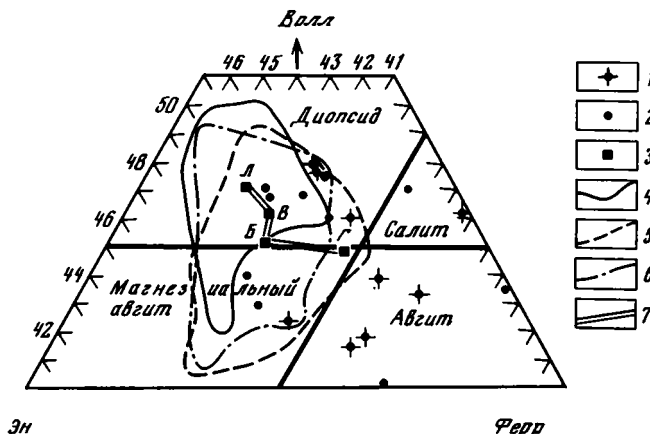


Рис. 25. Средние составы клинопироксенов из пород офиолитовых ассоциаций Монголии
 Клинопироксены: 1 — из габбро-норитов; 2 — из габбро; 3 — средние составы клинопироксенов из габброидов (Г), перцолитов (Л), вебстеритов (Б), верлитов (В); ореолы точек составов клинопироксенов: 4 — из перцолитов; 5 — из вебстеритов; 6 — из верлитов и диопсидитов; 7 — тренд изменения средних составов клинопироксенов в ряду перцолиты—верлиты—вебстериты—габброиды

понент, служащий индикатором глубинности кристаллизации, и отсутствует эгириновый компонент — неперменный член клинопироксенов всех пород переходных зон. Это существенное различие в составах сравниваемых клинопироксенов свидетельствует о различных фациальных условиях формирования гипербазитов и пород переходных зон.

Важно также отметить, что при изучении пород Ихэдуланской офиолитовой ассоциации было установлено, что плагиоклазы из пород переходных зон (верлитов) оказались беднее анортитовым компонентом, чем плагиоклазы, входящие в состав пространственно ассоциирующих с ними габбро. Это указывает на то, что плагиоклазодержащие верлиты из данной ассоциации возникли не в результате гравитационной дифференциации габброидной магмы.

9 78	10 266	11 1530-4	12 3376	13 342a	14 690-1	15 665-2	16 1546	17 339
53,44	53,81	51,17	52,10	52,55	54,23	52,01	51,52	53,70
0,09	0,05	0,76	0,20	0,08	0,05	0,16	0,61	0,01
1,37	2,07	2,58	3,05	1,77	1,50	3,35	3,58	1,27
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
5,59	5,33	8,63	5,41	3,47	3,32	4,75	4,51	3,89
Не опр.	Не опр.	0,24	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,12	Не опр.
15,66	18,00	13,99	16,26	17,03	17,05	15,85	15,94	16,85
22,50	21,88	21,78	22,28	23,35	23,17	23,55	21,46	24,01
0,13	0,06	0,29	0,24	0,27	Не обн.	0,24	0,32	0,08
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
"	"	0,15	"	"	"	"	0,53	"
"	"	0,04	"	"	"	"	0,04	"
"	"	Не опр.	"	"	"	"	Не опр.	"
"	"	"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"	"	"
98,80	101,19	99,63	99,55	98,52	99,32	99,72	98,63	99,83
0,167	0,142	0,256	0,157	0,102	0,098	0,144	0,137	0,114

Таблица 69 (окончание)

Компонент	18 689	19 1084	20 697-3	21 299-12	22 299-13	23 299-11	24 18186	25 1535
SiO ₂	53,55	52,86	54,89	52,37	53,37	54,13	51,03	52,03
TiO ₂	0,08	0,12	0,03	0,15	0,15	0,07	0,77	0,36
Al ₂ O ₃	1,26	2,48	0,64	2,43	2,56	1,19	3,46	3,38
Fe ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
FeO	3,54	3,47	1,82	4,18	4,08	2,83	4,76	4,51
MnO	He опр.	He опр.	He опр.	0,16	0,15	0,16	0,15	0,09
MgO	16,32	16,44	17,38	15,78	18,48	16,52	16,01	18,40
CaO	24,01	23,44	24,71	23,31	23,68	23,89	21,89	20,07
Na ₂ O	0,11	0,18	0,15	0,28	0,15	0,21	0,29	0,27
K ₂ O	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Cr ₂ O ₃	"	"	"	0,59	0,28	0,71	0,44	1,01
NiO	"	"	"	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03
CoO	"	"	"	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
V ₂ O ₅	"	"	"	"	"	"	"	"
H ₂ O ⁺	"	"	"	"	"	"	"	"
H ₂ O ⁻	"	"	"	"	"	"	"	"
П.п.п	"	"	"	"	"	"	"	"
С у м м а	98,87	98,98	99,92	99,27	100,94	99,71	98,85	100,15
f	0,108	0,106	0,055	0,129	0,122	0,087	0,143	0,121

Ассоциации: Наранская (1–7), Тайширинская (8–10), Ихэдуланская (11, 16, 24, 25), Их-Хаджумская (12, 13, 17), Шишхидгольская (14, 15, 18–23); 1–4 – вебстерит плагиоклазосодержащие; 5–9 и 11 – вебстериты; 10 – вебстерит оливинсодержащий; 12, 13 и 15 – клинопироксениты оливинсодержащие; 14 – клинопироксенит; 16 – то же, плагиоклазосодержащий; 17 – 23 – верлиты; 25 и 26 – плагиоверлиты. Химические анализы выполнены Л.С. Зоркиной (1 и 2), анализы на микрозонде – Н.А. Яковлевой (3–7, 11, 16, 24 и 25), В.Н. Королюком (8–10, 12–15 и 17–20) и Л.В. Усовой (21–23); f = Fe/Fe + Mg.

Таблица 70

Химический состав плагиоклазов из пород переходных зон
офиолитовых ассоциаций (вес.%)

Компонент	1 1251-1	2 18186	3 1812в	4 1535	5 1514-3
SiO ₂	44,50	43,72	43,66	43,93	50,70
TiO ₂	0,40	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Al ₂ O ₃	31,77	30,40	27,48	30,02	29,90
Fe ₂ O ₃	1,12	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
FeO	0,97	0,20	0,50	0,98	0,29
MnO	0,03	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
MgO	1,38	"	"	"	"
CaO	18,53	22,53	25,17	22,40	13,70
Na ₂ O	0,55	0,39	0,03	0,60	3,87
K ₂ O	0,08	0,21	1,50	0,19	0,08
P ₂ O ₅	0,09	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H ₂ O ⁺	0,30	"	"	"	"
П.п.п.	0,50	"	"	"	"
С у м м а	99,72	97,45	99,05	98,11	98,54
Ан, %	95,0	96,0	89,3	94,5	65,9

1 – вебстерит плагиоклазосодержащий, Наранская ассоциация; 2–5 – верлиты плагиоклазосодержащие, Ихэдуланская ассоциация. Химические анализы выполнены П.А. Сердюковой (1), анализы на микрозонде – Н.А. Яковлевой (2–4) и В.Н. Королюком. Ан = 100 · Ca/Ca + Na + K.

Таким образом, и результаты минералогического изучения пород офиолитовых ассоциаций Монголии не согласуются с представлениями тех исследователей офиолитов, которые рассматривают породы переходных зон (полосчатого комплекса) как кумуляты габброидной магмы. В самом деле, трудно представить, что высокая тектоническая активность зон земной коры в областях формирования офиолитовых ассоциаций (срединно-океанические хребты, островные дуги, окраины континентов, межконтинентальные рифтовые зоны) могла способствовать созданию условий, при которых осуществлялась бы столь полная дифференциация габброидной магмы, и чтобы при этом могли возникнуть кумулятивные дуниты, верлиты, пироксениты и другие представители пород переходных зон.

Все сказанное выше приводит нас к выводу, что происхождение пород переходных зон в офиолитовых ассоциациях нельзя объяснять процессами дифференциации габброидной магмы. К такому же выводу на основе других данных пришли и исследователи офиолитов Урала. Так, А.А. Савельев и Г.Н. Савельева [149] полагают, что породы полосчатого комплекса в изученном ими Войкаро-Сыныинском гипербазитовом массиве на Полярном Урале имеют контактово-реакционное происхождение и возникли в результате воздействия габброидной магмы на гипербазиты. Д.С. Штейнберг с соавторами [181] доказывают реакционную природу дунитов и пироксенитов в массивах альпинотипных гипербазитов Урала, считая, что эти породы возникают в результате привноса оснований и выноса кремнезема из гарцбургитов на контакте с более кислыми, чем они, породами. В качестве убедительного аргумента в пользу некумулятивного происхождения дунитов они приводят факты образования кайм дунитов около жил клинопироксенитов в гарцбургитах. Аналогичные данные получены и по другим районам. В частности, Б.М. Рейнхард [215], характеризуя интрузию габбро в гипербазиты в средней части покрова Семайл в Омани, пишет, что в контакте габбро с гипербазитами развиты полосчатые троктолиты, эвкритовые габбро и плагиоклазиты. Полосчатость габброидов этот исследователь объясняет послойным инъецированием гипербазитов габброидной магмой. Это, по его мнению, подтверждается и точечным развитием плагиоклазов, а также наличием параллельно расположенных нодулей оливина в габброидах.

Заканчивая на этом обсуждение вопросов о взаимоотношениях гипербазитов и габброидных тел офиолитовых ассоциаций, их формационной принадлежности и происхождении пород переходных зон, отметим, что совокупность фактических данных, полученных нами в процессе изучения офиолитовых ассоциаций в Монголии, приводит к следующим выводам: 1) габброидные тела, входящие в состав офиолитовых ассоциаций, моложе гипербазитовых массивов и интродуцируют их; 2) породы переходных зон не являются кумулятами габброидной магмы, а возникают в результате сложного магмометасоматического воздействия последней на ранее сформированные альпинотипные гипербазиты; 3) магматогенные члены офиолитовых ассоциаций представляют собой полигенные и полихронные образования, возникшие в результате кристаллизации одновременно внедрившихся и различных по составу расплавов, а также при взаимодействии этих расплавов с твердыми продуктами более ранней кристаллизации.

ВУЛКАНИТЫ

Вулканогенные образования офиолитовых ассоциаций Монголии составляют большую часть их объема. Они являются основой той рамы, в которую протрудуют массивы гипербазитов. Они же вмещают интрузивы габброидов и пронизываются дайками более молодых вулканитов, составляющих покровы в верхней части разреза офиолитовых ассоциаций. Вулканогенные образования часто перемежаются с терригенными образованиями, обычно венчающими разрез офиолитовых ассоциаций. Полная мощность вулканогенных образований ни в одной из офиолитовых ассоциаций Монголии не установлена, поскольку нигде не обнажены подстилающие их породы основания. Мощность только верхней части разреза осадочно-вулканогенных отложений, начиная от горизонтов подушечных лав, например в Тайширинской офиолитовой ассоциации, по данным Н.Г. Марковой [115], до 2 км, а в офиолитовых ассоциациях Восточного Прихубсугуля, по наблюдениям В.А. Благонравова и Н.С. Зайцева [22], измеряется в разных районах от 4 до 5 км.

Среди вулканитов, входящих в состав каледонских офиолитов, по присущим им структурным особенностям и химизму выделяются три группы пород: 1) диабазы и диабазовые порфириды, 2) спилиты и альбитизированные диабазы и 3) высокомагнезиальные диабазы. Все породы испытали региональный метаморфизм в условиях низов фации зеленых сланцев. Часть вулканитов подверглась воздействию гидротермального метаморфизма. Химические анализы вулканитов приведены в табл. 71.

Диабазы и диабазовые порфириды вместе с их пирокластическими производными в разрезах вулканогенной части офиолитов отчетливо преобладают над другими разновидностями эффузивов. Они составляют основной объем вулканогенных членов офиолитов в нижней и средней частях разрезов последних. Эта группа вулканитов не отличается разнообразием минерального состава и сложения, что указывает на слабую степень дифференциации породившего их основного силикатного расплава. Диабазы обычно хорошо раскристаллизованы, имеют офитовую или субофитовую структуру, основа которой сложена беспорядочно ориентированными, несколько вытянутыми индивидуумами основного плагиоклаза. Интерстиции между последними выполнены мелкими зернышками клинопироксена, титаномagnetита и сфена.

В нередко встречающихся диабазовых порфиридах среди основной массы отмечаются более крупные зерна плагиоклаза, и этим обусловлено их порфировое сложение. Состав плагиоклаза порфировых вкрапленников и основной массы породы отвечает лабрадору, количество анортитовой молекулы в котором 50—70%. В качестве фенокристов вместе с плагиоклазом или без него встречается авгит, и тогда у основной массы породы обычно слабее выражена раскристаллизация. Порода приобретает интерсертальную или гиалопелитовую структуру.

Некоторые разновидности диабазов содержат миндалины, выполненные кальцитом, хлоритом, эпидотом, низкотемпературным кварцем. Местами они имеют зональное строение. В нормативном составе диабазов и диабазовых порфиритов, помимо постоянно присутствующих ортоклаза, альбита, анортита, ильменита и магнетита, в 80% проанализированных образцов содержится гиперстен. Менее распространен диопсид и еще реже выявляется нормативный оливин. При оптическом изучении этих пород ни оливин, ни продукты его замещения не были обнаружены. В 60% проанализированных образцов диабазов и диабазовых порфиритов был установлен нормативный кварц. В результате зеленокаменного перерождения первичные породообразующие минералы частично либо полностью изменены. В числе продуктов их изменения распространены хлорит, агрегат соссюрита, скаполит, кальцит, актинолит, эпидот.

Химический состав этой группы вулканитов иллюстрируют данные табл. 71. В целом по своему химизму диабазы соответствуют слабо пересыщенным кремнекислотой толеитам. Этот вывод аргументируется фактическим материалом, нашедшим отражение на диаграмме отношения суммы щелочей к количеству кремнекислоты (рис. 26). Большинство фигуративных точек, характеризующих состав диабазов, ложится в поле составов толеитов. Фигуративные точки, выходящие за его пределы, принадлежат спилитам либо альбитизированным разновидностям диабазов, характеристика которых приведена ниже. Для толеитов характерны низкие отношения суммарного железа, выраженного в закисной форме, в окиси магния. Как видно на рис. 27, и по этому петрохимическому параметру диабазы офиолитов Монголии соответствуют толеитам.

Спилиты и альбитизированные диабазы. Эти породы различного генезиса объединены в одну группу вследствие сходства их химического состава, особенно по содержанию щелочей.

Спилиты обычно отличаются хорошо выраженной шаровой отдельностью, свидетельствующей о подводных условиях их образования. Они обнаружены в Тайширинской, Баянхонгорской, Уланхудукской офиолитовых ассоциациях, но особенно широко распространены среди вулканитов Восточно-Прихубсугульских офиолитов. Суммарная мощность шаровых лав спилитов в этом районе, по данным В.А. Благонравова и Н.С. Зайцева [22], а также Б. Лхасурена [109], 1,8—2,0 км. Общая мощность шаровых лав в Тайширинской ассоциации офиолитов порядка 1 км [115].

Шаровые лавы спилитов обычно локализуются в верхней части разреза офиолитовых

Таблица 71

Химический состав вулканитов офиолитовых ассоциаций Монголии (вес. %)

Компонент	1 846в	2 851д	3 859а	4 866а	5 874а	6 887б	7 1501-5	8 1502-1
SiO ₂	41,50	53,50	47,50	48,50	51,00	46,50	51,00	49,50
TiO ₂	2,05	1,65	1,18	2,00	1,85	2,00	1,72	1,90
Al ₂ O ₃	15,60	14,15	18,20	14,40	14,50	16,20	14,45	14,50
Fe ₂ O ₃	6,22	1,06	2,03	2,76	3,80	2,45	3,23	2,00
FeO	9,43	7,19	5,46	9,94	5,89	8,77	7,13	9,31
MnO	0,24	0,11	0,11	0,19	0,17	0,17	0,16	0,20
MgO	8,80	3,07	4,55	6,10	6,90	7,00	6,50	5,60
CaO	10,10	7,27	7,90	7,75	8,30	9,25	8,90	9,20
Na ₂ O	1,00	3,36	4,25	3,82	3,09	3,27	3,27	3,00
K ₂ O	0,10	0,31	1,02	1,14	0,93	0,40	0,14	0,28
P ₂ O ₅	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
П.п.п.	4,60	7,62	4,64	2,82	3,14	3,34	3,71	3,70
Сумма	99,64	99,29	96,84	99,42	99,57	99,35	100,24	99,19

Таблица 71 (продолжение)

Компонент	9 1507	10 1524	11 1525	12 1527	13 1541	14 1543	15 1548	16 1809
SiO ₂	44,50	52,00	40,50	47,50	53,50	50,50	51,00	45,50
TiO ₂	0,67	1,47	3,74	1,22	1,14	2,06	2,02	1,55
Al ₂ O ₃	20,30	15,30	17,35	14,40	14,00	14,50	14,00	15,80
Fe ₂ O ₃	0,87	0,94	2,60	2,29	2,38	1,79	2,70	3,53
FeO	5,17	6,04	10,98	5,32	5,78	9,37	8,82	7,76
MnO	0,14	0,16	0,21	0,14	0,17	0,16	0,20	0,23
MgO	5,30	9,80	8,30	5,82	7,00	5,15	6,47	7,70
CaO	10,50	3,97	6,51	10,80	7,25	8,17	7,20	7,80
Na ₂ O	2,67	3,27	3,09	2,80	4,50	3,27	3,64	3,64
K ₂ O	1,59	1,26	0,28	0,68	0,21	0,47	0,51	0,26
П.п.п.	4,90	5,34	5,56	8,46	3,58	2,66	2,74	5,90
Сумма	96,61	99,55	99,12	99,43	99,51	98,70	99,30	99,67

Таблица 71 (продолжение)

Компонент	17 1809в	18 1813а	19 1817	20 1804	21 1524-1	22 1826	23 3004	24 3005-1
SiO ₂	49,50	51,00	44,00	51,00	49,81	49,25	49,00	47,00
TiO ₂	1,52	1,18	1,88	1,60	1,73	2,36	1,48	3,62
Al ₂ O ₃	17,20	14,20	15,00	17,30	15,95	16,22	16,85	17,40
Fe ₂ O ₃	2,61	1,37	1,76	1,79	He опр.	0,48	3,38	8,18
FeO	5,75	8,85	13,62	7,16	8,84	9,39	3,71	5,42
MnO	0,18	0,18	0,20	0,10	0,13	0,16	0,26	0,29
MgO	4,00	6,70	8,30	4,12	6,57	7,07	5,30	4,05
CaO	8,20	9,53	4,10	6,85	9,37	6,80	6,20	3,75
Na ₂ O	5,00	2,80	2,27	4,43	3,91	4,40	4,71	3,40
K ₂ O	0,76	0,59	0,14	0,94	0,17	0,14	0,31	1,77
П.п.п.	4,24	2,56	7,38	3,78	3,50	3,41	9,38	4,72
Сумма	98,96	98,96	98,65	99,09	100,61	100,13	100,58	99,60

Т а б л и ц а 71 (продолжение)

Компо- нент	25 3005-1а	26 3005-2	27 3006	28 3006-1	29 3006-2	30 3006-3	31 3006-4	32 3006-5
SiO ₂	44,00	49,50	48,00	53,00	53,60	47,00	53,00	51,50
TiO ₂	3,68	1,93	1,34	0,96	0,82	3,05	1,26	2,66
Al ₂ O ₃	17,50	17,20	16,60	13,85	14,20	16,90	14,85	12,50
Fe ₂ O ₃	11,54	8,10	4,97	5,28	5,40	5,17	6,04	6,81
FeO	3,48	3,60	5,07	3,44	3,69	4,53	4,06	5,22
MnO	0,28	0,25	0,21	0,28	0,27	0,19	0,26	0,16
MgO	4,15	4,05	6,95	5,45	5,40	5,55	6,75	4,05
CaO	4,50	2,85	7,51	12,40	8,00	5,00	4,55	5,80
Na ₂ O	3,22	3,00	3,67	3,44	4,00	4,14	5,00	3,90
K ₂ O	2,30	5,00	0,32	0,14	0,32	2,20	0,50	0,87
П.п.п.	6,38	4,82	5,00	2,32	3,76	6,12	4,36	7,52
С у м м а	101,03	100,30	99,64	100,56	99,46	99,85	100,63	100,99

Т а б л и ц а 71 (продолжение)

Компо- нент	33 3007	34 3042	35 3042-1	36 3042-2	37 21	38 22	39 3	40 4
SiO ₂	48,00	49,00	50,00	43,00	46,55	52,48	42,21	43,25
TiO ₂	3,92	0,17	0,28	0,14	0,29	0,12	1,76	2,26
Al ₂ O ₃	17,20	12,80	16,70	10,80	13,42	6,07	12,43	16,94
Fe ₂ O ₃	3,28	2,64	3,17	1,07	0,18	2,23	7,29	8,66
FeO	9,30	6,18	5,57	5,52	10,95	5,96	6,90	5,52
MnO	0,19	0,33	0,25	0,33	0,27	0,10	0,15	0,15
MgO	7,50	13,10	10,20	11,40	13,07	16,34	10,87	4,09
CaO	1,10	10,65	5,45	18,00	12,08	15,56	14,12	11,45
Na ₂ O	2,90	0,62	3,56	0,51	3,03	0,93	3,63	5,15
K ₂ O	0,32	0,32	0,33	0,39	0,06	0,15	0,41	1,97
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,11	0,05	0,45	0,58
П.п.п.	5,68	4,66	5,02	8,62	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
С у м м а	99,39	100,47	95,51	99,78	100,00	100,00	100,00	100,00

Т а б л и ц а 71 (продолжение)

Компо- нент	41 5	42 6	43 7	44 8	45 9	46 10	47 11	48 12
SiO ₂	44,43	45,1	46,55	47,00	47,15	47,90	50,60	46,12
TiO ₂	2,24	2,39	1,91	1,74	2,80	2,83	2,16	0,67
Al ₂ O ₃	19,63	16,04	16,16	15,73	14,97	16,33	16,13	18,63
Fe ₂ O ₃	6,78	7,65	9,31	4,88	3,09	7,29	4,61	2,48
FeO	5,93	5,51	5,21	8,98	9,89	6,59	7,62	8,06
MnO	0,23	0,20	0,18	0,21	0,16	0,16	0,22	0,20
MgO	2,51	9,32	6,16	6,45	6,67	4,46	4,20	13,20
CaO	9,52	6,69	7,77	8,77	7,35	8,71	6,12	8,20
Na ₂ O	5,22	5,42	5,69	4,93	4,53	4,25	6,12	1,44
K ₂ O	2,72	1,27	0,59	0,88	2,96	0,76	1,73	0,88
P ₂ O ₅	0,80	0,50	0,49	0,43	0,43	0,71	0,49	0,13
С у м м а	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Таблица 71 (продолжение)

Компонент	49 13	50 14	51 15	52 16	53 17	54 18	55 19	56 20
SiO	46,46	47,83	49,04	49,06	50,03	50,54	52,63	54,46
TiO ₂	0,85	1,71	0,81	0,43	0,98	0,31	0,70	0,57
Al ₂ O ₃	16,68	17,58	17,94	11,60	17,14	21,26	21,36	17,27
Fe ₂ O ₃	2,02	4,27	1,50	1,79	0,04	4,33	3,91	2,67
FeO	8,79	7,91	9,95	8,18	9,32	4,59	4,83	5,70
MnO	0,22	0,21	0,20	0,15	0,16	0,22	0,14	0,15
MgO	8,40	4,47	7,85	12,06	8,21	6,30	4,96	7,16
CaO	11,79	11,73	7,50	14,41	9,71	6,73	7,01	7,23
Na ₂ O	2,43	3,83	3,92	1,74	3,32	4,08	3,80	3,75
K ₂ O	0,06	0,23	1,20	0,41	0,95	1,65	0,52	0,89
P ₂ O ₅	0,11	0,23	0,10	0,17	0,15	0,08	0,13	0,16
П.п.п.	2,99	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,80	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Таблица 71 (продолжение)

Компонент	57 1019-5	58 1201-1	59 1201-2	60 1202	61 1215-1	62 1215-2	63 1215-4	64 1215-5	65 128
SiO ₂	54,70	55,37	49,06	55,19	57,49	56,47	57,94	54,16	55,64
TiO ₂	0,22	0,80	0,38	0,40	0,38	0,38	0,37	0,41	0,69
Al ₂ O ₃	12,76	14,82	15,22	14,66	15,57	14,04	15,51	14,34	17,55
Fe ₂ O ₃	2,93	8,45	8,86	6,79	4,81	6,87	6,81	2,79	3,39
FeO	6,56	6,82	2,15	3,59	3,23	1,61	2,16	6,82	4,75
MnO	0,13	0,25	0,19	0,26	0,15	0,15	0,13	0,20	0,10
MgO	9,24	4,60	8,15	3,81	4,59	3,89	5,44	6,89	5,07
CaO	4,86	2,46	6,69	6,92	4,26	6,75	3,44	5,25	4,86
Na ₂ O	4,57	3,46	3,21	3,83	4,67	2,70	4,34	5,40	6,00
K ₂ O	0,08	0,06	0,12	0,10	0,10	0,97	0,30	0,13	0,48
П.п.п.	4,12	3,13	5,13	3,01	3,32	5,22	3,89	3,55	1,54
Сумма	100,17	100,22	99,16	98,56	98,57	99,05	100,33	99,94	100,44

Таблица 71 (продолжение)

Компонент	66 3057	67 3057-2	68 3057-3	69 3057-4	70 3057-5	71 3058	72 3058-1	73 3058-2
SiO ₂	53,00	58,00	51,00	53,00	47,00	44,00	50,00	46,00
TiO ₂	0,17	1,52	3,42	1,08	1,84	1,74	1,75	3,42
Al ₂ O ₃	16,40	18,30	14,30	14,05	15,50	18,60	16,00	14,85
Fe ₂ O ₃	1,49	7,05	7,97	3,45	4,93	7,33	6,81	10,85
FeO	4,69	0,68	3,63	5,18	7,45	2,68	3,41	4,91
MnO	0,25	0,06	0,18	0,22	0,26	0,21	0,25	0,26
MgO	8,20	0,70	5,70	6,50	7,05	4,70	4,90	6,50
CaO	11,40	3,00	4,55	6,60	10,10	12,20	9,20	4,85
Na ₂ O	1,42	3,78	4,17	4,50	2,22	3,80	3,90	3,80
K ₂ O	0,36	2,50	0,50	0,40	0,25	0,16	0,09	0,36
П.п.п.	3,36	4,60	5,24	5,42	3,58	4,96	3,88	4,74
Сумма	100,74	100,19	100,66	100,40	100,18	100,38	100,19	100,54

Таблица 71 (окончание)

Компонент	74 3066-3	75 3065-5	76 3066-4	77 3066-5	78 3069-1	79 3070	80 3086-2	81 3102
SiO ₂	49,00	53,00	47,00	51,00	54,00	53,00	50,00	50,00
TiO ₂	0,10	2,08	0,38	1,98	0,38	0,42	0,79	0,80
Al ₂ O ₃	14,40	16,60	13,70	18,30	13,12	16,40	13,00	15,20
Fe ₂ O ₃	3,03	5,43	3,41	3,27	2,39	5,59	0,18	5,07
FeO	5,92	4,66	6,12	6,60	6,36	3,21	7,99	3,63
MnO	0,22	0,22	0,34	0,21	0,25	0,30	0,29	0,42
MgO	9,60	4,70	12,60	4,30	7,00	6,55	12,80	5,50
CaO	12,80	4,00	10,50	8,15	10,90	7,75	12,00	8,20
Na ₂ O	1,00	3,90	1,67	3,40	2,38	3,00	1,17	2,75
K ₂ O	1,46	1,31	1,77	1,23	1,46	1,00	0,44	0,66
П.п.п.	2,50	4,68	2,78	2,18	2,24	3,60	1,80	9,24
Сумма	100,03	100,58	100,27	100,62	100,48	100,82	100,46	101,77

Диабазы: 6, 10, 14, 18, 22, 31, 33, 39, 42, 49, 53, 55–64, 66 и 69; диабазовые порфириты: 1, 2, 5, 8, 9, 12, 13, 19–21, 27, 28, 70, 72–75, 77 и 81; авгитовые порфириты: 15, 68, 78 и 79; туфы диабазовых порфиритов: 29 и 32; плагиоклазовые порфириты: 41 и 67; альбитизированные диабазы: 3, 4, 11, 17, 50, 51, 54 и 71; спилиты: 7, 23, 24, 26, 30, 40, 43–47 и 65; агломератовая лава спилита: 25; высокомагнезиальные диабазы: 16, 34, 35–38, 48, 52, 76 и 80. Анализы 37–48 и 50–56 – из работы [73], после вычитания потерь при прокаливании они приведены к 100%; остальные анализы из коллекции авторов. Ассоциации: Баянхонгорская (1–16), Восточно-Прихубсугульская (17–56), Тайширинская (57–65), Керуленская (66–81).

ассоциаций – там, где вулканогенные члены последней сменяются терригенными отложениями. Некоторые исследователи континентальных офиолитов [65, 87] по аналогии с современными срединно-океаническими хребтами считают, что формирование спилитов происходило в океанических бассейнах на больших глубинах. Однако характер терригенных отложений, переслаивающихся с шаровыми лавами спилитов в Восточно-Прихубсугульской и Тайширинской офиолитовых ассоциациях Монголии, как и на смежных с ней территориях [131], не отвечает этим предположениям. Осадочные образования, чередующиеся с потоками спилитов, чаще всего принадлежат граувакам, песчаникам или еще более грубообломочным породам. В составе пачек осадочных пород, ассоциирующих со спилитами, нередко встречаются рифы археоциатовых известняков, которые, как известно, формировались в условиях эпиконтинентальных морей на глубинах, не превышающих 200 м [52].

Спилиты и их пирокластические производные в Восточном Прихубсугулье и Тайширинском районе [65, 109] часто окрашены в фиолетовые, бурые или вишневые тона, возникшие благодаря окислительным процессам, протекавшим при извержениях в субэвральном условиях. Присутствующие в вулканогенно-терригенной части разрезов офиолитов кремнистые образования (яшмы и кремнистые сланцы) не всегда являются индикаторами больших глубин, поскольку прослойки и линзы этих пород среди шаровых лав могут возникнуть и в результате сольфатарно-фумарольной деятельности, сопровождавшей вулканические извержения.

В этой связи следует напомнить, что К. Hsü [198] пришел к выводу, что седиментация радиаларитов Средиземноморья происходила в условиях далеко не океанических глубин. К таким же выводам пришел и М.А. Сатиан [150] при изучении условий формирования кремнистых пород офиолитовых ассоциаций Малого Кавказа. Все это, как мы полагаем, достаточно убедительно свидетельствует о том, что шаровые лавы спилитов, располагающиеся, как отмечалось, в верхней части разреза офиолитовых ассоциаций Монголии, формировались, как и чередующиеся с ними терригенные породы, в условиях мелющего морского бассейна на небольших глубинах.

Условия образования альбитизированных диабазов, включенных в характеризующую группу пород, недостаточно ясны. Они слагают более глубокие горизонты разрезов континентальных офиолитов и нередко составляют лишь часть покровов диабазов, подвергшихся процессу альбитизации. Наиболее вероятно, что альбитизация диабазов

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, вес. %

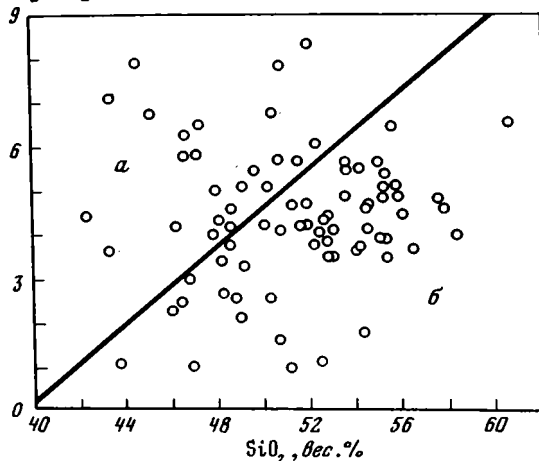


Рис. 26. Содержания кремнезема и суммы щелочей в вулканитах из каледонских офиолитовых ассоциаций Монголии

a — известково-щелочные составы, *б* — толеитовые

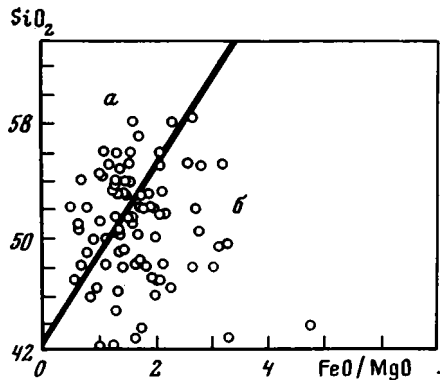


Рис. 27. Соотношение содержания кремнезема и величины FeO/MgO в вулканитах из каледонских офиолитовых ассоциаций Монголии

a — известково-щелочные составы, *б* — толеитовые

произошла в результате гидротермального метаморфизма, проявившегося в подводных условиях после формирования диабазовых покровов.

Основной породообразующий минерал спилитов — альбит, микролиты которого, нередко дихотомически ветвящиеся на концах, заключены среди девитрифицированного стекла, представленного главным образом хлоритом, пренимом, эпидотом и другими кальцийсодержащими вторичными минералами. В составе спилитов иногда обнаруживаются сохранившиеся мелкие зернышки авгита, а также постоянно присутствующая вкрапленность магнетита или титансодержащего рудного минерала. Для спилитов характерна интерсертальная структура, переходящая в гиалопелитовую, а также спилитовая. Большая часть спилитов содержит многочисленные мелкие миндалины, часто выполненные хлоритом и (или) кальцитом.

Для спилитов из офиолитовых ассоциаций Монголии характерны незначительное содержание или полное отсутствие нормативного кварца, а также повышенное содержание нормативного альбита. По химическому составу спилиты существенно отличаются от главной массы вулканогенных пород офиолитов, которые, как было показано выше, близки к толеитам. Указанные отличия выступают особенно разительно при сравнении содержаний щелочей и железа. Это нашло отражение на диаграмме (рис. 28), где фигуративные точки, характеризующие данные петрохимические параметры спилитов, образуют обособленное поле, располагающееся ближе к линии $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}$ и вершине угла треугольника FeO .

Повышенное содержание щелочей и железа в спилитах сближает их химический состав с составом океанических щелочных базальтов. Вероятно, это побудило А.В. Ильина [73] широко распространённые в офиолитах Восточного Прихубсугуля спилиты именовать океаническими щелочными базальтами. Однако изучением этих пород установлено, что все "океанические щелочные базальты" А.В. Ильина — типичные спилиты со свойственными им минеральным составом и структурами. Это существенное уточнение в названиях пород приобретает важное значение при реконструкции палеогеографической обстановки и условий формирования венд-кембрийских офиолитовых ассоциаций не только Восточного Прихубсугуля, но, как показано ниже, и всей восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Высокомагнезиальные базальты. Наряду с обычными диабазами, приближающимися по составу к метаморфизованным в условиях зеленосланцевой фа-

Таблица 71 (окончание)

Компонент	74 3066-3	75 3065-5	76 3066-4	77 3066-5	78 3069-1	79 3070	80 3086-2	81 3102
SiO ₂	49,00	53,00	47,00	51,00	54,00	53,00	50,00	50,00
TiO ₂	0,10	2,08	0,38	1,98	0,38	0,42	0,79	0,80
Al ₂ O ₃	14,40	16,60	13,70	18,30	13,12	16,40	13,00	15,20
Fe ₂ O ₃	3,03	5,43	3,41	3,27	2,39	5,59	0,18	5,07
FeO	5,92	4,66	6,12	6,60	6,36	3,21	7,99	3,63
MnO	0,22	0,22	0,34	0,21	0,25	0,30	0,29	0,42
MgO	9,60	4,70	12,60	4,30	7,00	6,55	12,80	5,50
CaO	12,80	4,00	10,50	8,15	10,90	7,75	12,00	8,20
Na ₂ O	1,00	3,90	1,67	3,40	2,38	3,00	1,17	2,75
K ₂ O	1,46	1,31	1,77	1,23	1,46	1,00	0,44	0,66
П.п.п.	2,50	4,68	2,78	2,18	2,24	3,60	1,80	9,24
Сумма	100,03	100,58	100,27	100,62	100,48	100,82	100,46	101,77

Диабазы: 6, 10, 14, 18, 22, 31, 33, 39, 42, 49, 53, 55–64, 66 и 69; диабазовые порфириты: 1, 2, 5, 8, 9, 12, 13, 19–21, 27, 28, 70, 72–75, 77 и 81; авгитовые порфириты: 15, 68, 78 и 79; туфы диабазовых порфиритов: 29 и 32; плагиоклазовые порфириты: 41 и 67; альбитизированные диабазы: 3, 4, 11, 17, 50, 51, 54 и 71; спилиты: 7, 23, 24, 26, 30, 40, 43–47 и 65; агломератовая лава спилита: 25; высокомагнезиальные диабазы: 16, 34, 35–38, 48, 52, 76 и 80. Анализы 37–48 и 50–56 – из работы [73], после вычитания потерь при прокаливании они приведены к 100%; остальные анализы из коллекции авторов. Ассоциации: Баянхонгорская (1–16), Восточно-Прихубсугульская (17–56), Тайширинская (57–65), Керуленская (66–81).

ассоциаций – там, где вулканогенные члены последней сменяются терригенными отложениями. Некоторые исследователи континентальных офиолитов [65, 87] по аналогии с современными срединно-океаническими хребтами считают, что формирование спилитов происходило в океанических бассейнах на больших глубинах. Однако характер терригенных отложений, переслаивающихся с шаровыми лавами спилитов в Восточно-Прихубсугульской и Тайширинской офиолитовых ассоциациях Монголии, как и на смежных с ней территориях [131], не отвечает этим предположениям. Осадочные образования, чередующиеся с потоками спилитов, чаще всего принадлежат грауваккам, песчаникам или еще более грубообломочным породам. В составе пачек осадочных пород, ассоциирующих со спилитами, нередко встречаются рифы археоциатовых известняков, которые, как известно, формировались в условиях эпиконтинентальных морей на глубинах, не превышающих 200 м [52].

Спилиты и их пирокластические производные в Восточном Прихубсугулье и Тайширинском районе [65, 109] часто окрашены в фиолетовые, бурые или вишневые тона, возникшие благодаря окислительным процессам, протекавшим при извержениях в субэвральном условиях. Присутствующие в вулканогенно-терригенной части разрезов офиолитов кремнистые образования (яшмы и кремнистые сланцы) не всегда являются индикаторами больших глубин, поскольку прослойки и линзы этих пород среди шаровых лав могут возникнуть и в результате сольфатарно-фумарольной деятельности, сопровождавшей вулканические извержения.

В этой связи следует напомнить, что К. Hsü [198] пришел к выводу, что седиментация радиаларитов Средиземноморья происходила в условиях далеко не океанических глубин. К таким же выводам пришел и М.А. Сатиан [150] при изучении условий формирования кремнистых пород офиолитовых ассоциаций Малого Кавказа. Все это, как мы полагаем, достаточно убедительно свидетельствует о том, что шаровые лавы спилитов, располагающиеся, как отмечалось, в верхней части разреза офиолитовых ассоциаций Монголии, формировались, как и чередующиеся с ними терригенные породы, в условиях мелющего морского бассейна на небольших глубинах.

Условия образования альбитизированных диабазов, включенных в характеризующую группу пород, недостаточно ясны. Они слагают более глубокие горизонты разрезов континентальных офиолитов и нередко составляют лишь часть покровов диабазов, подвергшихся процессу альбитизации. Наиболее вероятно, что альбитизация диабазов

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, вес. %

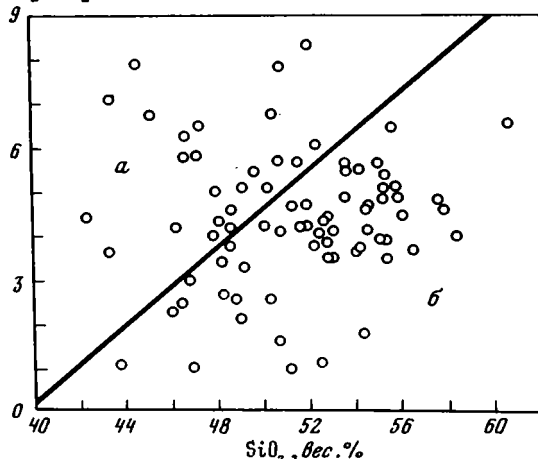


Рис. 26. Содержания кремнезема и суммы щелочей в вулканитах из каледонских офиолитовых ассоциаций Монголии

а — известково-щелочные составы, б — толеитовые

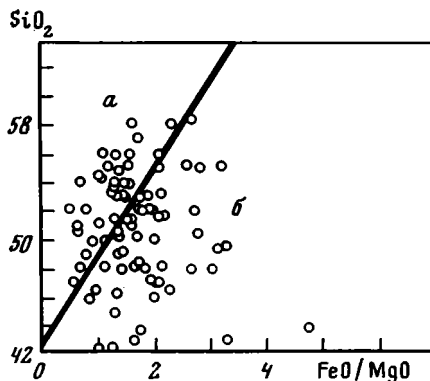


Рис. 27. Соотношение содержания кремнезема и величины FeO/MgO в вулканитах из каледонских офиолитовых ассоциаций Монголии

а — известково-щелочные составы, б — толеитовые

произошла в результате гидротермального метаморфизма, проявившегося в подводных условиях после формирования диабазовых покровов.

Основной породообразующий минерал спилитов — альбит, микролиты которого, нередко дихотомически ветвящиеся на концах, заключены среди девитрифицированного стекла, представленного главным образом хлоритом, пренином, эпидотом и другими кальцийсодержащими вторичными минералами. В составе спилитов иногда обнаруживаются сохранившиеся мелкие зернышки авгита, а также постоянно присутствующая вкрапленность магнетита или титансодержащего рудного минерала. Для спилитов характерна интерсеральная структура, переходящая в гиалопелитовую, а также спилитовая. Большая часть спилитов содержит многочисленные мелкие миндалины, часто выполненные хлоритом и (или) кальцитом.

Для спилитов из офиолитовых ассоциаций Монголии характерны незначительное содержание или полное отсутствие нормативного кварца, а также повышенное содержание нормативного альбита. По химическому составу спилиты существенно отличаются от главной массы вулканогенных пород офиолитов, которые, как было показано выше, близки к толеитам. Указанные отличия выступают особенно разительно при сравнении содержаний щелочей и железа. Это нашло отражение на диаграмме (рис. 28), где фигуративные точки, характеризующие данные петрохимические параметры спилитов, образуют обособленное поле, располагающееся ближе к линии $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}$ и вершине угла треугольника FeO .

Повышенное содержание щелочей и железа в спилитах сближает их химический состав с составом океанических щелочных базальтов. Вероятно, это побудило А.В. Ильина [73] широко распространённые в офиолитах Восточного Прихубсугуля спилиты именовать океаническими щелочными базальтами. Однако изучением этих пород установлено, что все "океанические щелочные базальты" А.В. Ильина — типичные спилиты со свойственными им минеральным составом и структурами. Это существенное уточнение в названиях пород приобретает важное значение при реконструкции палеогеографической обстановки и условий формирования венд-кембрийских офиолитовых ассоциаций не только Восточного Прихубсугуля, но, как показано ниже, и всей восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Высокомагнетизальные базальты. Наряду с обычными диабазами, приближающимися по составу к метаморфизованным в условиях зеленосланцевой фа-

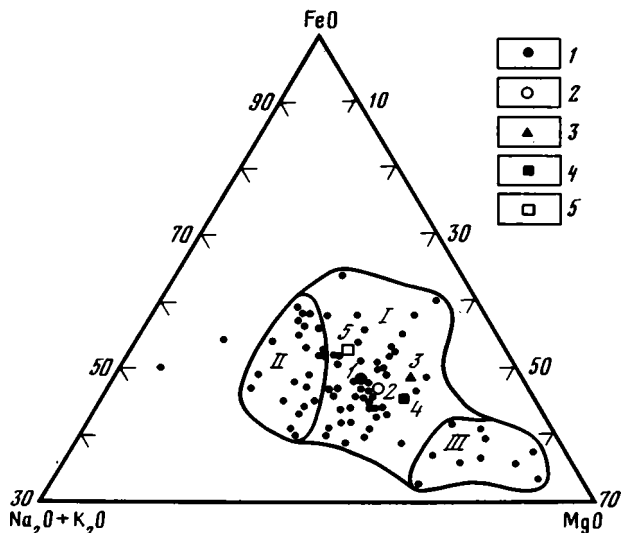


Рис. 28. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{FeO} - \text{MgO}$ вулканитов из каледонских офиолитовых ассоциаций Монголии

Поля составов: I — диабазы и диабазовые порфиры; II — спилиты и альбитизированные диабазы; III — высокомагнезиальные базальты; 1 — средний состав вулканитов из каледонских офиолитов; 2 — то же, без учета спилитов и альбитизированных диабазов; средний состав базальтов; 3 — Срединно-Атлантического хребта; 4 — срединных хребтов Индийского океана; 5 — островных дуг. Данные по океаническим базальтам заимствованы из работы [61]

ции толеитам, составляющим один из характерных членов разреза офиолитов, в Восточном Прихубсугулье и в бассейне р. Керулен обнаружены высокомагнезиальные их разновидности. В Восточном Прихубсугулье ранее они были описаны в качестве базальтовых коматиитов В.А. Ильиным [73], который высказал предположение, что они генетически связаны с гипербазитами и образовались в результате плавления перидотитового субстрата и последующей кристаллизации дифференцированного ультраосновного расплава, интродуцированного в земную кору.

В восточном Прихубсугулье высокомагнезиальные базальты обнажаются вдоль северо-восточного контакта крупной линзы почти нацело серпентинизированных гипербазитов Барунбаянского массива на левобережье р. Эгийн-Гол. Они были изучены нами в тех же обнажениях, которые исследовал А.В. Ильин. Однако полученные данные привели нас к иным выводам относительно генезиса и номенклатуры этих пород.

Известно, что коматииты как новый тип ультраосновных пород первоначально были обнаружены в нижней части разреза онвервахтовой серии архея в Зимбабве (Южная Африка) [228]. В настоящее время подобные породы (перидотитовые коматииты) установлены также в архее Канады, Финляндии, Индии и Западной Австралии. Появилось сообщение о наличии метаморфизованных перидотитовых коматиитов в позднем архее михайловской серии КМА [90]. Исследователи коматиитов охарактеризовали также высокомагнезиальные основные лавы, генетически связанные с перидотитовыми коматиитами, и назвали их базальтовыми коматиитами.

Характерные признаками ультраосновных (перидотитовых) коматиитов: высокие (более 25 вес. %) содержания окиси магния и входящих в их состав мафических минералов; примерно равные содержания окиси кальция и глинозема, значения отношений которых приближаются к единице; низкое содержание TiO_2 (0,2–0,4 вес. %); наличие специфической структуры, получившей название "спинифекс" и обусловленной наличием удлиненных призматических или скелетных форм индивидуумов оливина, погруженных в основной по составу стекловатый базис. Примечательно, что перидотитовые коматииты до сих пор достоверно установлены только в архее.

Для диагностики базальтовых коматиитов четкие критерии пока не установлены. Наиболее характерным признаком надо считать тесную пространственную и генетическую связь этих пород с ультраосновными коматиитами (переслаивание основных и

ультраосновных лав). Кроме того, указанные породы характеризуются повышенным содержанием окиси магния и более низким титана по сравнению с обычными базальтами. Как увидим ниже, отличаются они от обычных базальтов и по другим петрохимическим параметрам.

Перечисленные критерии, однако, не всегда учитываются, вследствие чего в литературе все чаще появляются сведения о наличии базальтовых коматиитов в самых различных по стратиграфическому положению толщах. Так, Е.Д. Шварц и И. Фунживара [220] описали коматиитовые базальты в пределах протерозойского пояса Кеп Смит (Северный Квебек). В области Ремблеч (Северный Ньюфаундленд) встречены палеозойские базальтовые коматииты [196].

В СССР близкие по составу к базальтовым коматиитам породы обнаружены среди рифейского метаморфического комплекса, слагающего фундамент Алазейского поднятия [148]. Подобные базальтовым коматиитам породы отмечены среди офиолитов Кипра [222] и в еще более молодых офиолитах Соломоновых островов [218]. Однако все эти постархейские породы, именуемые базальтовыми коматиитами, не в полной мере соответствуют архейским базальтовым коматиитам, находящимся в тесной пространственной и генетической связи с перидотитовыми коматиитами. С последними их объединяет главным образом высокое для обычных базальтов содержание окиси магния. Вместе с тем другие петрохимические параметры их оказываются различными, и это в первую очередь касается иной, чем в архейских коматиитах, величины отношения CaO к Al_2O_3 , а последнего — к TiO_2 , величины отношения железистости к глинозему, а также ряда других петрохимических признаков.

После этих предварительных замечаний перейдем к характеристикам венд-кембрийских "базальтовых коматиитов", обнаруженных в Монголии, в Восточном Прихубсугулье. Эти породы, как отмечалось, обнажаются вблизи северо-восточного контакта Барунбаянского гипербазитового массива, на левобережье р. Эгийн-Гол.

Своеобразие изученных основных вулканогенных пород, названных А.В. Ильиным [73] базальтовыми коматиитами, заключается в их оригинальной структуре, определяемой беспорядочно расположенными, частично амфиболизированными, идиоморфными, удлиненно-призматическими индивидуумами клинопироксена, сцементированными слабо раскристаллизованной основной массой (рис. 29). В составе последней иногда присутствуют лучистые, дендритовидные кристаллы основного плагиоклаза — главная фаза базиса, а также хлорит и кварц (рис. 30). Наличие перечисленных минералов подтверждено рентгенометрическими исследованиями. В составе базиса обнаружены редкие зерна бурого в шлифах хромшпинелида. Иногда в породе встречаются округлые миндалины, выполненные хлоритом. Ни в одном из шлифов этих пород ни оливин, ни продукты его замещения не обнаружены, хотя в большинстве химически проанализированных образцов установлен нормативный оливин. По этим данным выявляются весьма неоднородный химический и нормативный составы описываемых пород.

Среди характеризуемых основных вулканитов встречены агломератовые лавы, в которых обломки этих пород содержат крупные (до 10 мм) кристаллы совершенно свежего, но с нарушенной оптической ориентировкой клинопироксена. Зерна его в одних случаях имеют идеальную кристаллографическую огранку, в других — неправильные (резорбированные) контуры. Встречаются также зерна явно обломочного происхождения (рис. 31). Обломки вулканитов цементируются аналогичной по составу породой микролитовой структуры, также содержащей вкрапленность темно-бурого в проходящем свете хромшпинелида и мелкие обломочки зерен клинопироксена.

Клинопироксен и хромшпинелид из крупных обломков агломератовой лавы были проанализированы на микрозонде (табл. 72). Для сравнения в этой же таблице помещены результаты анализа клинопироксена из близрасположенных выходов пироксенитов Барунбаянского гипербазитового массива. Для клинопироксена из агломератовой лавы характерны низкое содержание глинозема, отсутствие титана и натрия и преобладание магния над кальцием (в формульных единицах). По указанным параметрам этот клинопироксен заметно отличается от клинопироксенов базальтов [45, 80], и в то же время он очень близок к клинопироксенам из пироксенитов Барунбаянского массива (табл. 72, анализы 3—6). В частности, клинопироксены из базальтов, как правило, обогащены титаном и натрием, а содержание кальция в формульных единицах либо близко к содержанию магния, либо преобладает над ним.

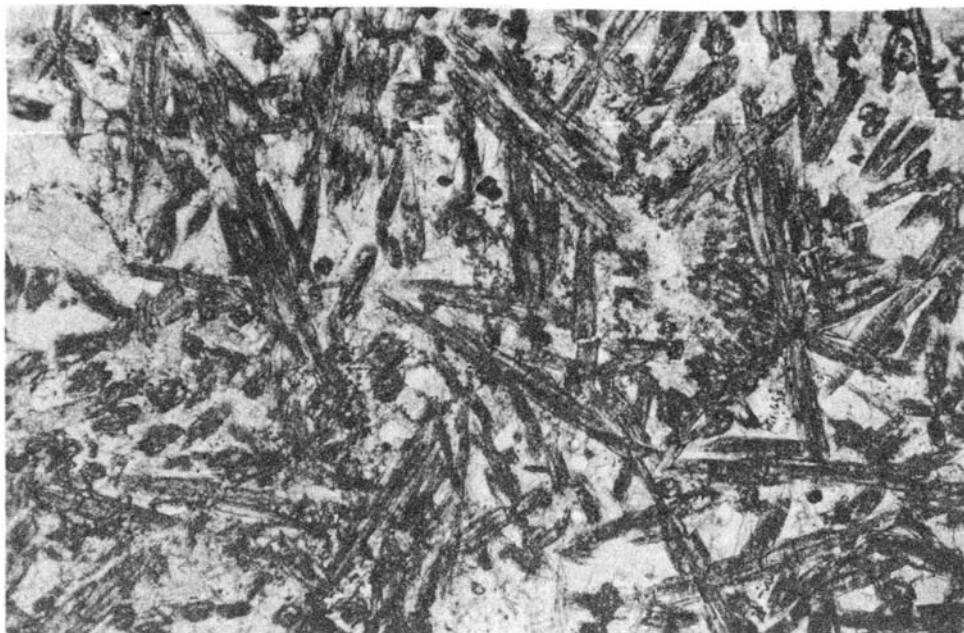


Рис. 29. Высокомагнезиальный базальт с беспорядочно ориентированными длиннопризматическими кристаллами клинопироксена (темно-серое), в интерстициях которых расположены выделения альбитизированного и хлоритизированного плагиоклаза (левобережье р. Эгийн-Гол). Увел. 63, николи ||

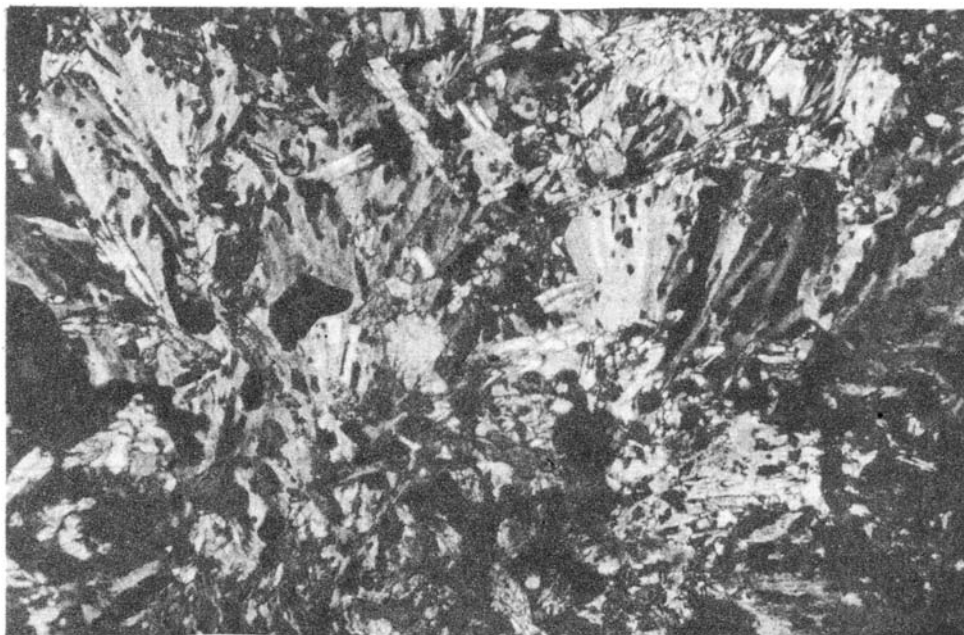


Рис. 30. Высокомагнезиальный базальт
Видна дендритовидная структура кристаллов плагиоклаза (светло-серое) (левобережье р. Эгийн-Гол). Увел. 63, николи +

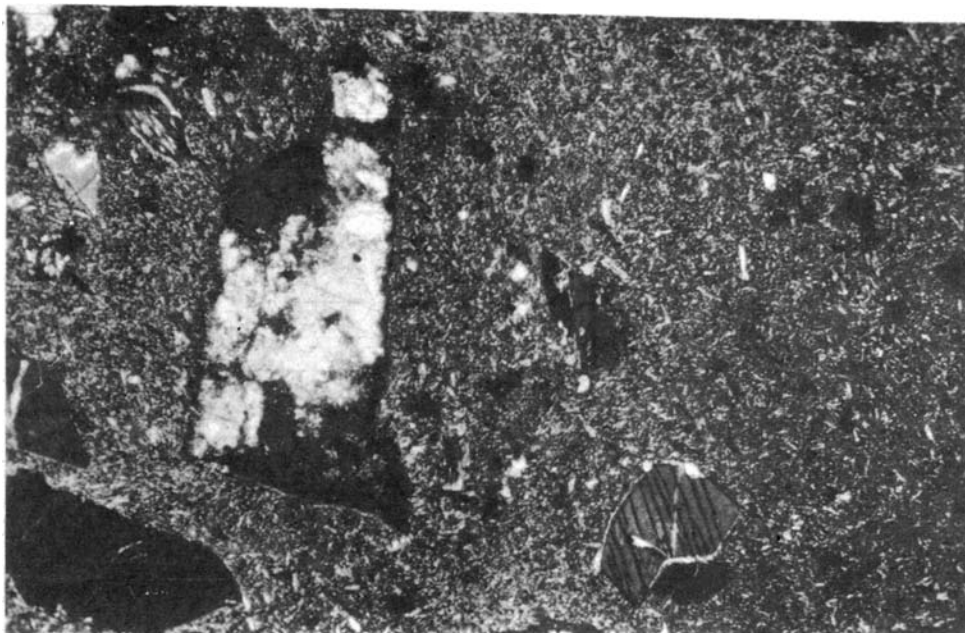


Рис. 31. Агломератовая лава с обломками зерен клинопироксена (светлое и серое) и хромшпинели (черное). Увел. 63, николи +

Приведенные данные по составам клинопироксена, а также обломочный характер его зерен в охарактеризованных вулканогенных породах дают основание сделать вывод о ксеногенной его природе. Источником клинопироксенов могут быть пироксениты Барунбаянского гипербазитового массива. Такую же, ксеногенную, природу имеют, очевидно, и зерна хромшпинели, присутствующие в агломератовых лавах и по своему составу близкие к хромшпинелидам альпинотипных гипербазитов (табл. 72, анализ 7).

Т а б л и ц а 72

Состав хромшпинелидов и клинопироксенов из вулканитов и пироксенитов левобережья р. Эгийн-Гол (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	Не опр.	54,63	54,11	53,88	53,76	53,64	Не опр.
TiO ₂	0,42	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,12
Al ₂ O ₃	14,68	0,90	1,16	1,15	1,46	1,29	14,19
Fe ₂ O ₃	6,39	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,86
FeO	19,76	4,58	4,42	4,04	4,25	4,07	20,34
MnO	0,34	0,14	0,15	0,15	0,11	0,13	0,56
MgO	9,42	18,40	18,89	17,86	17,91	17,54	9,10
CaO	Не опр.	21,50	20,36	22,24	21,96	22,25	Не опр.
Na ₂ O	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"
Cr ₂ O ₃	48,52	0,29	0,43	0,43	0,43	0,47	51,68
NiO	0,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06
С у м м а	99,67	100,44	99,52	99,75	99,88	99,39	99,91
f	60,28	12,27	11,62	11,23	11,78	11,53	59,43

1 — хромшпинель из "базальтового коматиита" (3042-2); клинопироксены: 2 — из "базальтового коматиита" (3042-2), 3 и 4 — из вебстеритов (3037 и 3037a), 5 и 6 — из диопсидитов (3037-2 и 3037-1); 7 — хромшпинель из пироксенита Эгийнгольского массива. Содержание Fe₂O₃ определено расчетным путем. Анализы выполнены на микрозонде О.С. Хмельниковой; $f = Fe^{3+} + Fe^{2+}/Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg$.

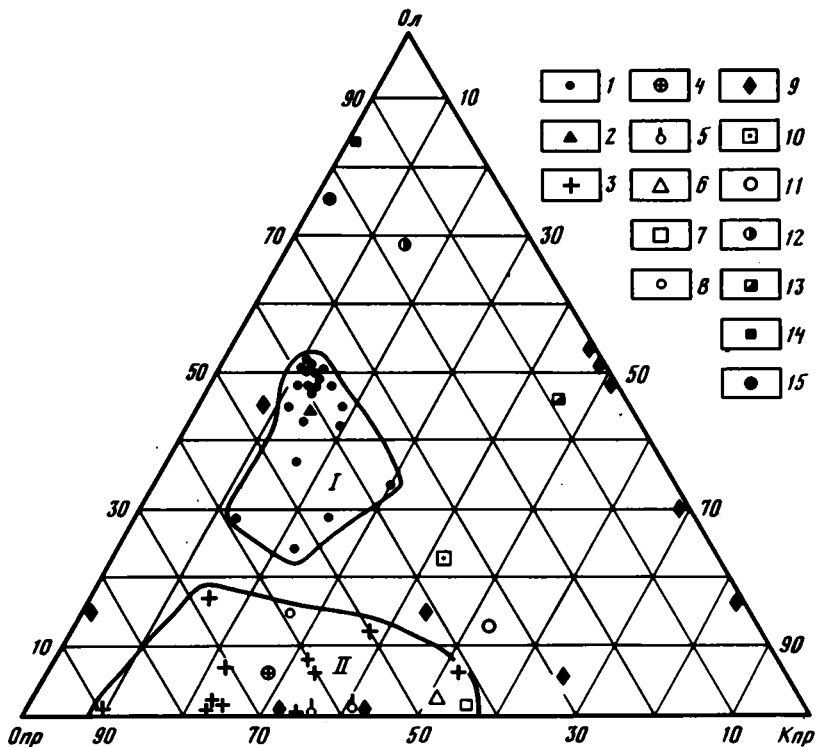


Рис. 32. Соотношение нормативных содержаний оливина, ортопироксена и клинопироксена в высокомагнезиальных вулканогенных породах и в альфинотипных гипербазитах

1 — перидотитовые коматииты Зимбабве [210]; 2 — то же, средний состав; 3 — базальтовые коматииты Зимбабве [210]; 4 — то же, средний состав; 5 — базальтовые коматииты Северного Онтарио (Канада) [184]; 6 — средний состав базальтовых коматиитов: 6 — Барбертона (Африка) [190], 7 — Бадллаас (Африка) [190], 8 — Гелук Хаг-Ол [190]; 9 — высокомагнезиальные базальты офиолитовых ассоциаций Монголии (данные авторов); 10 — то же, средний состав; 11 — средний состав толеитов срединно-океанических хребтов; 12 — средний состав меймечитов Сибирской платформы (неопубликованные данные Ю.Р. Васильева); 13 — средний состав пикритов Сибирской платформы (по тем же данным); 14 — средний состав дунитов из альфинотипных гипербазитов Монголии (данные авторов); 15 — то же, гарцбургитов (данные авторов); поля составов: I — перидотитовых коматиитов, II — базальтовых коматиитов

Таким образом, ксеногенный характер клинопироксенов и хромшпинелидов в агломератных лавах, по нашему мнению, однозначно свидетельствует о более позднем происхождении "базальтовых коматиитов". Обломки пород и минералов представляют собой, вероятно всего, дезинтегрированные пироксениты, попавшие в расплав во время экструзии магм основного состава. Не исключено, что расплав частично обогащался магнием вследствие ассимиляции ксеногенного материала.

В настоящее время в литературе все шире используется термин "коматиит", первоначально примененный для названия ультраосновных лав из провинции Комати (Зимбабве). Сейчас под этим названием, дополненным прилагательными "перидотитовый" или "базальтовый", описываются самые разнообразные по составу, обогащенные магнием вулканогенные породы. Как мы отмечали выше, термин "базальтовый коматиит" был применен и к обогащенным магнием основным эффузивам из офиолитов Прихубсугульского района Монголии. Для того чтобы убедиться в неправомерности применения этого термина в данном случае, достаточно взглянуть на диаграмму (рис. 32), на которой отражены соотношения нормативных количеств главных фемических минералов этих пород из наиболее известных проявлений. На диаграмму нанесены также данные по "базальтовым коматиитам", обнаруженным в Монголии. Как видим, фигуративные точки только двух из десяти проанализированных образцов вулканитов,

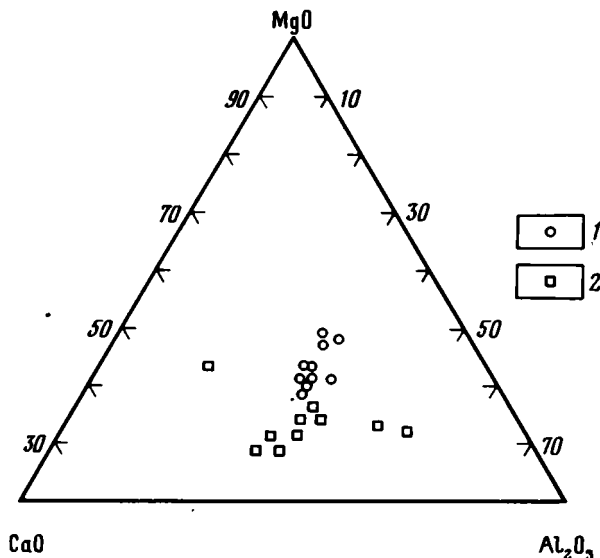


Рис. 33. Содержания кальция, магния и алюминия в базальтовых коматиитах: Зимбабве (1) и в высокомагнезиальных базальтах из офиолитовой ассоциации Восточного Прихубсугуля (2)

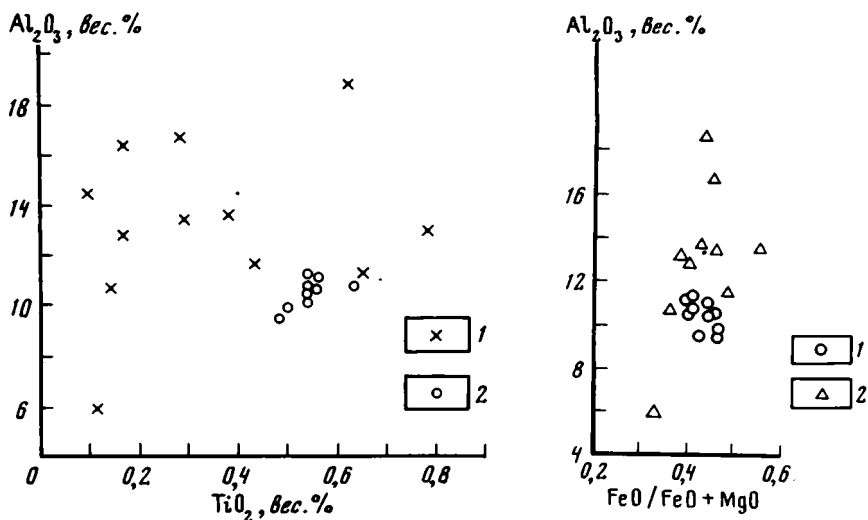


Рис. 34. Содержания титана и алюминия в высокомагнезиальных базальтах из офиолитовой ассоциации Восточного Прихубсугуля (1) и в базальтовых коматиитах Зимбабве (2)

Рис. 35. Соотношение железистости и содержания алюминия в базальтовых коматиитах Зимбабве (1) и высокомагнезиальных базальтах офиолитовой ассоциации Восточного Прихубсугуля (2)

богатых магнием, располагаются в поле базальтовых коматиитов из архея Южной Африки и Канады, но и эти два анализа ложатся на границу поля архейских базальтовых коматиитов. Все остальные точки выходят за пределы поля. Фигуративная точка, отражающая средний состав изученных высокомагнезиальных вулканитов, также не попадает в поле архейских базальтовых коматиитов. Она располагается ближе всего к точке, отражающей средний состав толеитов срединно-океанических хребтов.

Высокомагнезиальные вулканиты Прихубсугуля существенно отличаются от африканских пород и по отношению $\text{CaO} : \text{MgO} : \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 33). То же можно сказать и

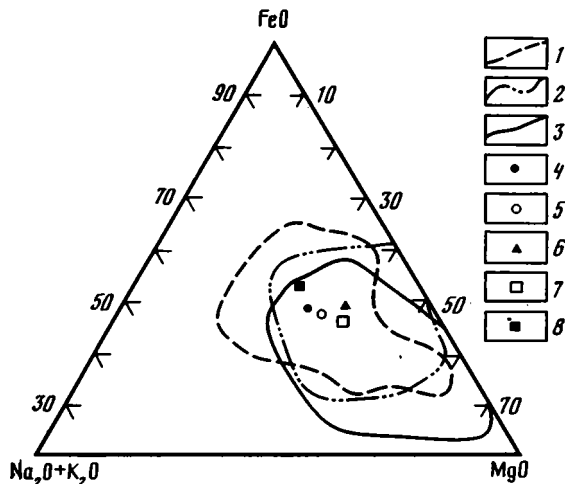


Рис. 36. Содержание магния, суммарного железа и щелочей в базальтоидных породах из каледонских офиолитовых ассоциаций Монголии

Поля составов: 1 — вулканогенные породы, 2 — породы дайкового комплекса, 3 — породы габброидных интрузивов; 4 — средний состав вулканогенных пород из офиолитов Монголии; 5 — то же, без учета спилитов и альбитизированных диабазов; 6 — средний состав базальтов из срединно-океанических хребтов; 7 — то же, из Индийского океана; 8 — то же, из островных дуг

в отношении такого важного критерия, как отношение CaO к Al_2O_3 . В исследованных "базальтовых коматиитах" величина его имеет большой разброс, варьируя от 0,3 до 2,6, тогда как в базальтовых коматиитах Зимбабве эта величина колеблется в очень узких пределах (0,6–0,9). Весьма показательным в этом плане положение фигуративных точек, отражающих в сравниваемых пробах отношение TiO_2 к Al_2O_3 . Как видно на рис. 34, рои этих точек имеют разный разброс. В изученных нами породах они далеко отстоят друг от друга, тогда как в архейских базальтовых коматиитах образуют компактную группу. Аналогичная картина выявляется при сравнении составов высокомагнезиальных вулканитов из офиолитов Монголии с базальтовыми коматиитами Зимбабве на диаграмме соотношения содержаний Al_2O_3 и железистости (рис. 35).

Из сказанного следует, что богатые окисью магния венд-кембрийские вулканиты из района Восточного Прихубсугуля (как и Керуленской офиолитовой ассоциации) Монголии неправомерно называть базальтовыми коматиитами. Вероятно, коматииты (и перидотитовые, и тесно связанные с ними базальтовые разновидности их) формировались только в глубоком докембрии, когда не только земная кора была значительно менее мощной и геотермический градиент был значительно более высоким, но и общий состав пород по сравнению с более молодыми аналогами был иной. Обсуждая следствия, вытекающие из существования в архее специфических условий, Д.Ф. Стронг и Р.К. Стивенс [224] пришли к заключению, что дифференциация мантии в те времена должна была проходить в иных условиях (при более низких давлениях, но при более высоких $P_{\text{H}_2\text{O}}$), чем в более поздние этапы развития Земли.

Изученные нами породы лучше всего называть высокомагнезиальными базальтами. Как отмечено выше, подобные породы встречаются в различных по возрасту офиолитовых ассоциациях мира. В последнее время высокомагнезиальные базальты установлены среди толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов [39], где они рассматриваются как один из дифференциатов мантийной базальтовой магмы.

Представление о генезисе охарактеризованных высокомагнезиальных базальтов Восточного Прихубсугуля как о краевой фации ультраосновного расплава, кристаллизация которого привела к формированию Барунбаянского гипербазитового массива [73], также не может быть принято уже по одному тому, что в Керуленской офиолитовой ассоциации подобные высокомагнезиальные базальты располагаются среди вулканитов толеитового состава вне пространственной связи с массивами альпинотипных гипербазитов. Геологическая позиция и особенности химизма высокомагнезиальных

базальтов позволяют считать их дифференциатами мантийного основного расплава, породившего толщу венд-нижнекембрийских основных эффузивов толеитового состава как в районе Восточного Прихубсугуля, так и в Керуленском районе Монголии.

Полученные данные о наличии высокомагнезиальных базальтов, содержащих обломки минералов ультраосновных пород, заставляют более тщательно подходить к вопросам генезиса таких образований. Дело не только в том, как назвать эффузивные породы, обогащенные магнием: коматииты, базальтовые коматииты или коматиитовые базальты. Задача состоит прежде всего в выяснении происхождения и истории преобразования данных пород. Это тем более важно, если учесть многочисленные публикации по различным породам, которые без достаточной аргументации относятся к базальтовым коматиитам.

Анализ химизма магматических пород основного состава офиолитовых ассоциаций Монголии, эволюция которых показана на диаграмме рис. 36, позволяет сделать следующие выводы: 1) расположение полей, отражающих химический состав вулканитов, пород дайкового комплекса и габброидов, на примере офиолитов Монголии еще раз свидетельствует об едином источнике их образования, которым, как известно, является основной силикатный расплав — продукт плавления субстрата мантии; 2) некоторые смещения полей фигуральных точек относительно друг друга, по-видимому, подтверждают эволюцию силикатного расплава, породившего базальтоидные магматические члены офиолитов.

Наиболее магнезиальны интрузивные образования — габброиды, а также высокомагнезиальные базальты, фигуративные точки которых располагаются ближе к магнезиальному углу треугольной диаграммы. Наиболее неоднородны вулканогенные члены офиолитов, варьирующие по составу от высокомагнезиальных диабазов до наиболее обогащенных железом и щелочами спилитов. Промежуточное положение занимают породы дайкового комплекса, включающие в себя как одиночные дайки, так и рои их, интрузирующие все члены офиолитовой ассоциации, включая ультраосновные породы.

Вулканиты среднепалеозойских офиолитовых ассоциаций

Эти вулканогенные породы охарактеризованы менее подробно по сравнению с каледонскими их аналогами. Они изучались главным образом в хр. Гурван-Сайхан в разрезе по сухому сайру, расположенному в 5,5 км к западу от колодца Улан-худук, и по смежным водоразделам в районе выходов одноименного гипербазитового массива (см. рис. 17). При картировании последнего было выяснено, что вулканогенные породы в данном районе по простиранию и по латерали довольно быстро сменяются терригенными образованиями, контакты с которыми часто осложнены тектоническими нарушениями. Мощность толщи вулканогенных пород здесь не превышает 1 км. Но надо учитывать, что указанная мощность далеко не полная, поскольку и с севера и с юга широтный клин вулканогенных пород оборван тектоническими нарушениями, по которым с вулканитами контактируют серпентиниты.

В нижней части разреза толщи вулканитов обнажаются покровы зеленокаменно-измененных (актинолитизированных, хлоритизированных и карбонатизированных) диабазов, которые в центральных частях покровов приобретают облик микрогаббро и порфиroidных разностей их. По данным химического анализа (табл. 73), в составе диабазов, как и в составах всех других вулканитов разреза, присутствует нормативный кварц. Для диабазов характерно преобладание нормативного гиперстена над диопсидом. Нормативный оливин устанавливается лишь в одном из проанализированных образцов. Судя по соотношению нормативных альбита и анортита, состав плагиоклаза в диабазах отвечает лабрадору.

В средней части разреза диабазы сменяются серией покровов спилитов и миндалефиров с преобладающей темно-вишневой окраской и хорошо выраженной шаровой отдельностью. Окраска вулканитов обусловлена насыщением пород множеством дисперсных частиц гематита, что находит отражение и в нормативном составе этих пород. Обилие зерен гематита затухивает характер структуры основной массы вулканитов. В менее обогащенных железом разностях устанавливаются интерсертальная и гиалопелитовая структуры миндалефиров и спилитов. Многочисленные миндалины в породах

Химический состав вулканитов Уланхудукской офиолитовой ассоциации (хр. Гурван-Сайхан)

Компонент	3328	3329	3330	3332	3333	3334	3335	3336
SiO ₂	47,73	49,30	55,74	55,00	46,50	47,50	51,80	50,00
TiO ₂	0,80	0,83	1,05	1,27	0,72	0,93	1,45	1,08
Al ₂ O ₃	12,89	13,78	14,75	15,05	12,05	15,05	14,60	14,17
Fe ₂ O ₃	1,62	3,70	3,77	3,17	5,59	3,03	4,80	9,78
FeO	7,72	6,76	6,51	6,96	2,80	6,36	7,11	4,16
MnO	0,18	0,12	0,09	0,17	0,12	0,15	0,21	0,17
MgO	10,56	6,50	3,72	2,83	2,97	5,50	5,20	2,53
CaO	7,55	8,17	5,69	4,66	11,69	10,66	4,65	8,38
Na ₂ O	2,38	2,86	4,80	5,10	2,82	0,34	4,60	4,60
K ₂ O	0,63	0,33	0,42	0,29	2,58	1,35	0,50	0,44
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,15	0,21	0,29	0,20	0,25	0,19
П.п.п.	7,69	7,26	3,02	5,05	11,83	8,60	4,45	4,22
С у м м а	99,84	99,70	99,71	99,76	99,96	99,67	99,62	99,72

выполнены кальцитом. Иногда встречаются более мелкие миндалины, заполненные хлоритом, реже — хлоритом и эпидотом.

Вверх по разрезу спилиты и миндалефиры сменяются покровами диабазовых и авгитовых порфиритов с пятнистой зеленовато-вишневой окраской. Стратиграфически выше их залегают мощная пачка пирокластических пород, состоящая из лито- и литокристаллокластических туфов, которые еще выше по разрезу чередуются с прослоями кремнистых пород. Последние тектонически граничат с линзой серпентинитов, за которой обнажается покров диабаза. Южнее, после тектонического нарушения, прослеживается литологически иная толща, состоящая из алевролитов, песчаников, гравелитов и кремнистых сланцев. Породы этой толщи, как и толщи вулканогенных пород, дислоцированы в субширотном направлении.

При изучении разрезов было обращено внимание на намечающуюся цикличность в строении толщи вулканогенных пород. Она проявляется в последовательном возрастании содержания кремнезема вверх по разрезу в каждом из покровов вулканитов.

Выполненные для характеристики вещественного состава вулканогенных пород химические анализы (табл. 73) — пока единственные сведения о химизме вулканитов из среднепалеозойских офиолитов Монголии. Как следует из этих данных, состав вулканитов из среднепалеозойских офиолитов мало чем отличается от их каледонских аналогов, поскольку фигуративные точки составов вулканитов хр. Гурван-Сайхан практически не выходят за контуры поля, отражающего состав вулканитов каледонских офиолитов. Однако можно заметить, что среди них отсутствуют (за исключением одного анализа) высокомагнезиальные диабазы и, кроме того, значительно шире распространены спилиты и основные эффузивы с повышенным содержанием железа и соответственно с пониженным — магния. В составе этих вулканитов нередко встречаются андезит-базальты и эффузивы, которые по химическому составу и структурным особенностям близки к андезитам. Все это свидетельствует о том, что при формировании вулканитов среднепалеозойских офиолитов мантийный очаг базальтоидной магмы прошел более сложный путь развития по сравнению с таковым, породившим вулканиты каледонских офиолитов, хотя и в тех и других сохраняется толеитовая тенденция дифференциации.

Формирование вулканитов среднепалеозойской ассоциации, как следует из приведенной характеристики пород, происходило в окислительной обстановке неглубокого морского бассейна. Но в отличие от условий формирования вулканитов каледонских офиолитов это был открытый морской или океанический бассейн с расчлененным рельефом ложа. Формирование вулканогенных отложений локализовалось в тех его участках, где поверхность ложа водного бассейна была приподнята, что следует из анализа геологического строения среднепалеозойских офиолитовых зон. Напомним, что офиолиты, содержащие ультраосновные тела Гобийского гипербазитового пояса, расположены в центральной части Гобийско-Хинганского геосинклинального прогиба

3337	3338	5239-2	5239-4	5239-5	5239-6	5239-7	1	2
48,50	48,50	69,00	51,50	50,10	59,30	48,30	58,67	64,82
1,00	0,81	0,43	0,38	1,51	0,90	1,30	0,74	0,88
16,61	15,44	15,00	13,09	16,22	14,46	17,78	18,61	13,10
10,84	8,57	1,57	2,03	8,44	4,81	6,23	0,27	2,00
3,74	3,18	3,18	7,26	4,24	4,31	6,81	5,50	4,25
0,20	0,13	0,10	0,16	0,25	0,10	0,29	0,09	0,12
4,02	2,82	1,49	7,51	4,46	3,87	5,95	2,52	2,52
4,24	9,21	4,24	6,72	4,86	2,79	2,58	3,46	3,80
4,40	5,00	3,00	2,22	3,00	4,00	4,40	3,80	4,90
1,81	0,38	0,24	0,31	1,81	1,42	0,73	2,38	0,28
0,17	0,15	0,14	0,11	0,35	0,20	0,25	0,42	0,20
4,01	5,73	2,05	8,56	4,17	3,83	4,91	3,24	2,75
99,54	99,72	100,44	99,85	99,41	99,99	99,53	99,70	99,62

[24]. На всем протяжении офиолитовой ассоциации ни в одном пункте не были обнаружены блоки пород, которые свидетельствовали бы о наличии на глубине или по соседству с офиолитовой ассоциацией коры континентального типа.

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ

В работах, посвященных исследованию офиолитов, специальное место отводится характеристике комплекса параллельных даек. Принято считать, что этот комплекс горных пород составляет самостоятельный член офиолитовых ассоциаций, занимающий определенное пространственное положение в разрезе офиолитов. Согласно обобщающим схемам строения офиолитов [87], комплекс параллельных даек локализуется в виде "горизонта" в верхней части разреза последних, располагаясь между подстилающими габброидами и залегающими выше их шаровыми лавами основных вулканитов. Формирование этого своеобразного члена офиолитовых ассоциаций, как полагают, происходило в зоне спрединга в результате перманентного внедрения основного силикатного расплава в образующиеся при этом параллельные трещины. Считается, что дайки, составляющие характеризующий комплекс горных пород, служили подводными каналами для магмы, породившей лежащие выше покровы шаровых лав. Вместе с тем некоторые исследователи [87] отмечают, что комплекс параллельных даек обнаруживается не во всех офиолитовых ассоциациях, а Т.П. Тайер [163], например, считает, что этот комплекс горных пород скорее исключение, чем постоянный член разрезов офиолитов.

Представление Т.П. Тайера о строении офиолитов, как мы отмечали ранее [138], полностью приложимо к офиолитовым ассоциациям Монголии и всего Центрально-Азиатского складчатого пояса. На этой огромной территории комплекс параллельных даек как самостоятельный член разреза офиолитов может быть выделен весьма условно лишь в двух ассоциациях из большого количества достаточно хорошо изученных офиолитовых ассоциаций. К числу ассоциаций, где в составе офиолитов присутствует комплекс параллельных даек, относится расположенная в Западной Монголии Тайширинская офиолитовая ассоциация. Характеристика указанного комплекса параллельных даек, как и всей Тайширинской офиолитовой ассоциации, приведена в работе Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [65]. Эти исследователи в полном соответствии с существующими представлениями о стратифицированном характере разреза офиолитовых ассоциаций, считают, что "горизонт" параллельных даек расположен между габброидами и покровами шаровых лав. При этом высказано предположение, что магматический очаг или очаги, питавшие параллельные дайки, находились между пироксенитовым и габбровым "слоями" разреза офиолитов. Данные наших исследований, как показано ниже, вносят существенные коррективы в представления упомянутых авторов.

Тайширинская офиолитовая ассоциация — один из фрагментов протяженной Дзаб-

Таблица 74

Химический состав диабазов параллельных и одиночных даек (вес. %)

Компонент	1 ХТ920-2	2 ХТ920-1	3 ХТ920-12	4 ХТ920-13	5 ХТ920-5	6 ХТ1019-4	7 273а
SiO ₂	57,30	56,28	59,09	52,62	53,16	50,79	44,32
TiO ₂	0,13	0,22	0,15	0,12	0,16	0,20	1,72
Al ₂ O ₃	12,62	14,54	10,29	11,29	10,93	15,66	13,33
Fe ₂ O ₃	He опр.	He опр.	1,17	He опр.	He опр.	He опр.	3,60
FeO	8,73	7,65	5,57	8,72	8,27	8,35	4,85
MnO	0,15	0,12	0,11	0,27	0,16	0,15	0,16
MgO	9,05	7,88	10,05	12,81	11,89	9,59	9,57
CaO	5,25	6,99	6,89	7,67	8,30	7,64	9,59
Na ₂ O	3,61	3,40	2,69	1,99	3,01	3,57	2,40
K ₂ O	0,19	0,39	0,17	0,31	0,15	0,40	4,36
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	1,22
П.п.п.	2,42	2,23	3,29	8,84	2,40	4,00	4,16
Сумма	99,45	99,70	100,07	98,64	98,43	100,35	99,22

Таблица 74 (окончание)

Компонент	16 1129а	17 3576	18 1513-1	19 1802в	20 1534	21 1543	22 1543-1
SiO ₂	41,00	53,24	49,50	59,50	52,50	50,50	47,00
TiO ₂	1,85	1,12	1,87	—	2,64	2,06	1,10
Al ₂ O ₃	17,20	15,56	14,60	17,60	14,30	14,50	16,80
Fe ₂ O ₃	4,16	1,88	1,27	—	3,47	1,79	0,59
FeO	4,94	4,69	9,25	3,12	7,99	9,37	5,63
MnO	0,18	0,07	0,15	—	0,19	0,16	0,13
MgO	5,67	8,12	6,75	4,27	4,45	5,75	4,75
CaO	20,75	5,83	9,70	7,00	7,15	8,17	13,10
Na ₂ O	0,10	5,02	2,60	5,42	3,64	3,27	2,13
K ₂ O	0,04	0,66	0,21	0,16	0,51	0,47	0,40
P ₂ O ₅	—	0,43	—	—	—	—	—
П.п.п.	3,84	2,56	3,48	3,12	2,68	2,66	4,62
Сумма	99,73	99,18	99,38	100,26	99,52	98,70	96,25

1—8 и 16 — Тайширинская офиолитовая ассоциация; 9 — Восточно-Прихубсугульская ассоциация; 10—15, 17—22 — Баянхонгорская ассоциация. Анализы 1—6 — по [65], остальные — из коллекции авторов; 1—6 — из комплекса параллельных даек, 7—22 — из одиночных даек

ханской офиолитовой зоны, пространственно приуроченной к северо-восточному краю Озерной структурно-фациальной зоны, располагается на границе с опущенным блоком кристаллического фундамента каледонид, погребенным под существенно карбонатными отложениями венд-кембрийского возраста. Представленный в этой ассоциации комплекс параллельных даек обнажен на левом борту долины ручья, текущего у развалин старого монастыря, вблизи восточного фланга Тайширинского гипербазитового массива. Здесь в скальном обнажении на интервале около 150 м насчитывается 36 даек мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и более. Суммарная мощность даек 14,7 м. Они не выдержаны по простиранию, изменяют свою мощность, часть из них выклинивается на небольшом расстоянии. Все дайки простираются по азимуту ЮЗ 230—250°, круто падая на северо-запад, что согласуется с залеганием других членов офиолитовой ассоциации — Тайширинского гипербазитового массива, интродуцирующих его тел габбро и покровов вулканогенных образований. В том же направлении ориентированы и многочисленные тектонические нарушения, пересекающие все эти образования. Упомянутая серия даек залегает среди покрова пиритизированных диабазовых порфиритов, и лишь в южной части этого обнажения дайки интродуцируют большое тело плагиопорфиров.

По минеральному и химическому составу, соответствующему составу зеленокамен-

8 272в	9 1101ж	10 1802а	11 1802б	12 1802г	13 1085в	14 1807а	15 1809б
46,72	50,00	53,00	52,50	44,00	48,00	51,50	52,00
1,94	1,47	1,80	1,25	1,36	0,86	1,10	1,20
15,73	13,45	12,00	12,65	11,60	14,00	13,80	13,40
5,60	1,89	1,37	1,36	1,60	0,78	0,10	2,19
5,85	9,82	8,79	8,05	9,90	7,31	8,64	7,93
0,10	0,30	0,30	0,15	0,20	0,07	0,12	0,18
5,41	6,10	9,87	8,70	8,67	12,60	9,60	7,82
6,07	10,30	6,43	8,10	17,50	11,10	9,75	4,70
3,44	2,56	2,25	2,73	0,35	2,23	2,20	3,25
2,24	0,62	0,94	1,17	0,06	0,36	0,18	2,00
0,50	—	—	—	—	—	—	—
6,13	1,36	2,86	2,78	3,46	2,44	2,38	4,10
99,73	97,87	99,61	99,44	98,70	99,75	99,37	98,77

но-измененных диабазов, все дайки близки между собой. Однако по структурным признакам и степени раскристаллизации среди этих пород можно выделить три структурных типа: диабазовые порфириды, стекловатые диабазы и микрогаббро. В некоторых дайках отчетливо видна зона закалки, представленная афировым диабазом с интерсертальной структурой. Все эти структурные типы диабазов иногда выполняют одну и ту же трещину, образуя сложную по строению дайку. Первичный минеральный состав диабазов претерпел существенные изменения. Плаггиоклаз в основной массе породы, и в порфиридах вкрапленниках в различной степени замещен сосюритом, цоизитом, эпидотом, пренитом. Клинопироксен обычно полностью замещен актинолитом, эпидотом, хлоритом. Часто наблюдается мелкая вкрапленность титаномагнетита, сфена и лейкоксена. Среди вторичных минералов в породе встречаются также кальцит, альбит и кварц.

Химический состав диабазов из параллельных и одиночных даек приведен в табл. 74 (анализы 1—6). В модалном составе измененных диабазов отметим несколько повышенное по сравнению с неметаморфизованными диабазами содержание кварца, что нашло отражение и в нормативном составе этих пород. Вместе с тем по соотношению щелочей, железа и магния состав диабазов из параллельных даек, равно как и одиночных даек, отвечает составу вулканитов офиолитов, если исключить из них спилиты, альбитизированные диабазы и высокомагнезиальные разновидности последних.

Мощность "горизонта" параллельных даек в Тайширинской ассоциации оценивается неоднозначно. Л.П. Зоненшайн и М.И. Кузьмин [65] полагают, что она не менее 1000 м. Н.Г. Маркова [115] уменьшает эту величину наполовину. Наши данные свидетельствуют о том, что в составе Тайширинской офиолитовой ассоциации выделение самостоятельного "горизонта" параллельных даек вообще неправомерно. В этой офиолитовой ассоциации существуют лишь локальные участки, где вулканиты насыщены сближенными дайками диабазов. Они картируются лишь в двух-трех местах, и рассматривать их как единый "горизонт" в разрезе офиолитов нет никаких оснований.

Отметим также, что в охарактеризованном комплексе параллельных даек последние не имеют видимой связи ни с гипербазитами, ни с интрузирующими их телами габбро. В некоторых из даек мы обнаружили подвергшиеся метаморфизму ксенолиты гипербазитов, состоящие из реликтовых зерен орто- и клинопироксенов, хромшпинелидов, а также талька и тремолита. Эти факты не согласуются с представлениями Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [65], считающих, что остаточный магматический очаг или очаги, силикатный расплав которых формировал комплекс параллельных даек, располагался над гипербазитами, т.е. между ультраосновными кумулятами и вышележащими габброидами. При выяснении взаимоотношений между комплексом параллельных даек и другими членами Тайширинской офиолитовой ассоциации следует учесть, что в южной части того же опорного обнажения диабазовые дайки с зонами за-

калки интродуцируют небольшое тело плагиогранитов, которые, в свою очередь, содержат ксенолиты аналогичных по составу и степени метаморфизма диабазов.

В противоположность редко наблюдаемым комплексам параллельных даек, обнаруженным главным образом в составе Тайширинской офиолитовой ассоциации, одиночные дайки диабазов распространены в большинстве офиолитовых ассоциаций Монголии, как каледонских, так и герцинских. Благоприятные объекты для их изучения — северо-западная часть Баянхонгорской офиолитовой ассоциации (район Ихэ-Дуланского гипербазитового массива) и Улахидский гипербазитовый массив, обнажающийся в восточной части Гобийской офиолитовой ассоциации.

Наряду с комплексом параллельных даек одиночные дайки встречаются и в Тайширинской офиолитовой ассоциации в пределах Наранского и Тайширинского гипербазитовых массивов. Диабазы из одиночных даек по минеральному и химическому составу существенно не отличаются от диабазов из параллельных даек (табл. 74, анализы 7–22). Протяженность одиночных даек не превышает первые сотни метров, их мощность варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Эти дайки обычно простираются согласно с простираем главным образом структурных элементов других членов офиолитовых ассоциаций. Лишь те из даек основного состава, которые являются корнями покровов мезо-кайнозойских базальтов и не входят в состав каледонских и герцинских офиолитовых ассоциаций, ориентированы дискордантно по отношению к ориентировке пликативной и разрывной тектоники последних.

Одиночными дайками прорываются все члены офиолитовых ассоциаций — гипербазиты, габброиды и вулканы, а вблизи юго-восточного окончания Тайширинского гипербазитового массива такие дайки, как мы отмечали, интродуцируют и небольшое тело плагиопорфиров.

Приведенные данные, характеризующие комплекс параллельных даек диабазов и одиночные дайки этих пород в составе Тайширинской и других офиолитовых ассоциаций Монголии, как было показано нами ранее [138], вступают в противоречие с представлениями Р.Г. Колмана [87], Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [65] о соотношениях комплекса параллельных даек с другими членами офиолитовых ассоциаций. Мы считаем, что и одиночные, и пространственно сближенные параллельные дайки диабазов формировались на различных, преимущественно заключительных этапах становления офиолитовых ассоциаций в результате кристаллизации базальтовых расплавов. Последние поступали из магматических очагов, располагавшихся на различных как мантийных, так и коровых уровнях.

ПЛАГИОГРАНИТЫ

Тела плагиогранитов обычно тесно связаны с породами основного состава офиолитовых ассоциаций и включаются в состав последних. В офиолитах Монголии также присутствуют эти породы, однако они широко не распространены. Так, небольшие штоко- и дайкообразные тела, сложенные плагиогранитами, выявлены нами на северном склоне Монгольского Алтая в районе Найтуринского и Цагангольского гипербазитовых массивов, входящих в состав Толбонурской офиолитовой ассоциации.

В Тайширинской офиолитовой ассоциации мелкие тела плагиогранитов обнажаются в области юго-восточного окончания Тайширинского массива, где они интродуцируют серпентиниты и вступают в сложные взаимоотношения с обнажающимся здесь же комплексом параллельных даек. В южной части упомянутого опорного обнажения параллельных даек плагиограниты служат вмещающими породами для них, и здесь же в плагиогранитах наблюдаются ксенолиты аналогичных по составу и характеру изменения диабазов, слагающих параллельные дайки. Эти наблюдения свидетельствуют о многоэтапности формирования комплекса параллельных даек и о близком времени формирования их с телами плагиогранитов. Такие же сложные взаимоотношения плагиогранитов с дайками различных генераций наблюдаются в офиолитовой ассоциации Хатай в Южной Турции [225].

Плагиограниты, как правило, содержащие небольшое количество темноцветных компонентов, обычно окрашены в светлые тона. Это породы средне-мелкозернистого, иногда порфиристого сложения. Главные породообразующие минералы их — плагиоклаз и кварц, количественные соотношения между которыми непостоянны, но обычно

Таблица 75

Химический состав плагиогранитов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	62,20	69,40	69,4	65,4	65,2
TiO ₂	0,40	0,58	0,56	0,84	0,77
Al ₂ O ₃	15,34	14,60	14,0	14,5	13,5
Fe ₂ O ₃	2,46	—	3,2	3,4	3,5
FeO	2,96	1,63	2,9	2,4	4,1
MnO	0,14	0,11	0,06	0,04	0,06
MgO	3,65	2,99	0,54	1,7	2,6
CaO	5,08	3,23	4,6	7,6	2,6
Na ₂ O	4,56	4,92	3,8	2,0	2,4
K ₂ O	0,48	1,12	0,07	0,30	0,64
P ₂ O ₅	0,04	0,13	0,15	0,10	0,11
П.п.п.	2,50	1,30	0,73	1,67	4,45
Сумма	99,81	100,01	100,00	100,00	99,90

1 и 2 — плагиограниты из офиолитовых ассоциаций Монголии, 3–5 — плагиограниты из офиолитов Кипра [87].

плагиоклаз преобладает над кварцем. Калиевый полевой шпат при оптическом изучении плагиогранитов не обнаружен, хотя в нормативном составе последних он присутствует в количестве до 6%. Содержание анортитового компонента в плагиоклазах плагиогранитов варьирует в пределах 22–33%. Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые, иногда слабозональные индивидуумы, которые как бы цементируются мелкозернистым агрегатом ксеноморфных зерен кварца, благодаря чему порода имеет хорошо выраженную гипидиоморфнозернистую структуру. Порфиновые вкрапленники, иногда присутствующие в плагиограните (район Найтуринского гипербазитового массива), всегда представлены плагиоклазом. Такие породы приобретают облик плагиогранит-порфира. Цветной компонент плагиогранитов, представленный бледноокрашенной в зеленый цвет роговой обманкой, обычно присутствует в количестве не более 2% объема породы и лишь в редких случаях — до 5–8%.

Для всех структурных разновидностей плагиогранитов характерно ничтожное содержание акцессорных минералов — мелких зернышек магнетита. В числе вторичных минералов наиболее распространены серицит, эпидот и хлорит. Все они развиваются по плагиоклазу, а хлорит, кроме того, частично замещает роговую обманку.

Химический состав плагиогранитов из Тайширинской ассоциации по сравнению с другими ее членами характеризуется резко повышенным содержанием кремнезема и щелочей, причем среди последних натрия значительно преобладает над калием. Количество железа, магния и кальция в плагиогранитах снижено. Как видно из табл. 75, химический состав исследованных плагиогранитов из офиолитовых ассоциаций Монголии весьма близок составу плагиогранитов из офиолитов Кипра, считающихся одним из эталонов океанической земной коры прошлого [87].

Вероятным источником силикатного расплава, из которого кристаллизовались плагиограниты офиолитов Тайширина, была магма базальтового состава. Об этом свидетельствует тесная пространственная сопряженность плагиогранитов с зонами офиолитов и, как было отмечено выше, близкое время формирования плагиогранитов и пород дайкового комплекса. Кроме того, по содержанию нормативных количеств полевошпатовых компонентов исследованные плагиограниты, как и породы дайкового комплекса и габброиды этой ассоциации, а также плагиограниты Кипра, попадают на диаграмме альбит–анортит–ортоклаз в одну и ту же область низких давлений кристаллизации полевых шпатов [87]. Это можно рассматривать как дополнительный аргумент в пользу генетической связи между базальтовой магмой, породившей основные породы офиолитов, и сопряженными с ними плагиогранитами.

Магматогенные члены офиолитовых ассоциаций Монголии, как и во всех районах мира, тесно сопряжены с толщами осадочных образований, седиментация которых происходила в основном в заключительные стадии формирования офиолитов. В нижних частях разрезов осадочных толщ их горизонты нередко перемежаются с покровами основных эффузивов, что свидетельствует о постепенном затухании вулканической деятельности.

В строении осадочных толщ офиолитовых ассоциаций Монголии принимают участие кремнистые и глинистые сланцы, граувакковые песчаники и гравелиты. В ряде случаев в составе осадочных толщ картируются рифогенные известняки. Приведем в качестве примера краткую характеристику осадочных образований Тайширинской и Восточно-Прихубсугульской ассоциаций офиолитов.

Шаровые лавы Тайширинской офиолитовой ассоциации вверх по разрезу сменяются толщей осадочных пород, представленных вишневыми, зелеными и серыми яшмами, кремнистыми сланцами, зелеными глинистыми сланцами, грубозернистыми песчаниками со следами ходов червей и граувакками. Детальное описание разреза приведено в работе Н.Г. Марковой [155]. По ее данным, в составе выделяемой ею хантайширинской свиты широко распространены вишневые и сургучные кремнистые туффиты и яшмы, залегающие согласно на нижележащих вулканитах, а также серые и розовые, часто пятнистые известняки, образующие линзообразные выходы, находящиеся в тесной пространственной связи с полосатыми кремнистыми алевролитами, туффитами и туфопесчаниками серо-зеленой и вишневой окраски. В известняках обнаружена фауна археоциат, характерная для камешковского горизонта нижнего кембрия, распространенного в Алтае-Саянской области, найдены онколиты нижнекембрийского возраста.

Л.П. Зоненшайн и М.И. Кузьмин [65] при характеристике осадочной толщи этой офиолитовой ассоциации отмечают, что она подразделяется на две части, нижняя из которых, согласно лежащая на шаровых лавах, состоит из пестрых по окраске кремнистых сланцев и яшм, а верхняя, местами лежащая с перерывом на нижней, представлена глинистыми сланцами, граувакками, гравелитами и многочисленными рифами археоциатовых известняков.

По данным В.А. Благонравова, Н.С. Зайцева [22] и Б. Лхасурена [109], в бассейне среднего течения р. Эгийн-Гол (Восточно-Прихубсугульская офиолитовая ассоциация) шаровые лавы, представленные (по нашим данным) спилитами, чередуются с прослоями смятых в складки ярко окрашенных полосчатых кремней. Выше по разрезу последние сменяются толщей серых и желтых кремней, перемежающихся с известняками. Среди осадочной пачки встречаются отдельные горизонты миндалекаменных спилитов и плотных, афирового сложения диабазов. Мощность толщи достигает 2 км. Эти вулканогенно-осадочные образования вверх по разрезу сменяются андезит-граувакково-туфогенной толщей, которая расчленена на три мощные пачки. Нижняя из них сложена гравелитами, конгломератами, известняками, песчаниками с изредко встречающимися маломощными горизонтами андезитовых лав. Средняя пачка представлена туфопесчаниками и граувакками, а верхняя состоит в основном из пирокластических образований и переслаивающихся с ними эффузивов среднего и кислого состава. Близ устья р. Ур-Гол среди туфо-гравелитов и игнимбритов обнажаются нижнекембрийские рифогенные известняки, содержащие фауну археоциат. Видимая мощность андезит-граувакко-туфогенной толщи в районе перевала Эгийн-Даба 3—4 км. Таков в общих чертах состав терригенных образований, входящих в офиолитовые ассоциации Монголии.

Принято считать, что седиментация осадочных отложений, включаемых в офиолитовые ассоциации, происходила в глубоководных условиях океанического бассейна [58, 65, 87]. Однако, как показано выше при характеристике спилитов, ряд свойств шаровых лав, слагающих верхние горизонты терригенно-вулканогенной части разреза офиолитов Монголии, не согласуется с этим широко распространенным мнением. Анализом батиметрической обстановки кембрийских и девонских морских бассейнов Монголии, в которых происходило накопление пород осадочной части разреза офиолитов, выявлены дополнительные аргументы, свидетельствующие о мелководности этих бассейнов. Прежде всего следует отметить ярко-бурую, вишневую и фиолетовую окраску некоторых осадочных пород, обусловленную, как известно, повышенной окисленностью средин образования. Подобные условия в океанических глубинах, очевидно, невозможны.

О небольших глубинах седиментационных бассейнов свидетельствует и присутствие в составе осадочных отложений крупнообломочных пород — гравелитов и грубозернистых песчаников, весьма широко распространенных в составе этих отложений. Наконец, наличие среди осадочной части разреза каледонских офиолитов Монголии рифогенных археоциатовых известняков убедительно подтверждает, что формирование пород, переслаивающихся с этими известняками, происходило в условиях мелководных морских бассейнов. Подобные фациальные условия формирования осадочных членов офиолитовых ассоциаций существовали не только в палеозое Монголии. Кремнистые сланцы, ассоциирующие с подводными базальтами ранних этапов эвгеосинклинальных отложений Урала, как отмечает Д.С. Штейнберг и его соавторы [181], принадлежат к граптолитовым, т.е. это также мелководные фации.

Все это противоречит представлениям тех исследователей, которые, учитывая присутствие среди терригенных членов офиолитовых ассоциаций таких пород, как яшмы и кремнистые сланцы с радиоляриями (фациальные условия образования которых могут быть различными), и игнорируя перечисленные выше фактические данные, продолжают отстаивать точку зрения о глубоководных условиях осадкообразования в офиолитовых зонах.

Между тем наличие в составе осадочных членов офиолитовых ассоциаций кремнистых отложений, содержащих радиолярии, не может служить убедительным аргументом в пользу их глубоководного отложения. Изучение радиолярий показало, что в различные периоды истории Земли радиолярии обитали на разных глубинах морских и океанических бассейнов в северных и в тропических широтах. Так, по заключению Н.П. Рудневой [147], особенности скелетов ранне-среднемиоценовых радиолярий Восточной Камчатки свидетельствуют об обитании их в прибрежных частях холодного моря. С.Б. Кругликова [91] отмечает, что, по данным А.И. Жамойды, в раннем и среднем палеозое радиолярии населяли только верхние горизонты относительно теплых и в общем неглубоких морских бассейнов. Выводы А.И. Жамойды полностью согласуются с приведенными выше фактами о мелководных условиях седиментации терригенных отложений каледонских офиолитов Монголии. Отметим также, что большинство радиоляритов, связанных с альпийско-средиземноморскими офиолитами, — неокеанические отложения [207]. Поэтому палеографические построения Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [65] о существовании в раннем палеозое на территории Монголии обширного палеоокеана с его большими глубинами должны восприниматься с осторожностью. Вместе с тем объективный подход к выяснению палеографической обстановки, существовавшей в заключительный этап формирования офиолитовых ассоциаций, будет способствовать раскрытию общих закономерностей их происхождения.

ГЛАВА VII

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ И ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

В настоящей, заключительной главе обсуждаются некоторые общие вопросы сложной и многогранной проблемы генезиса офиолитовых ассоциаций и входящих в их состав альпинотипных гипербазитов. На основе анализа фактических данных, полученных в процессе исследования офиолитов Монголии, здесь рассматриваются условия и время формирования альпинотипных гипербазитов, строение офиолитовых ассоциаций и возможный механизм их образования.

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕХАНИЗМЕ ВНЕДРЕНИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

Несмотря на повышенный интерес геологов к проблеме офиолитов, а также к одной из главных их составляющих — альпинотипным гипербазитам, вопросы, связанные с условиями становления, характером и временем внедрения этих сложных образований до сих пор не нашли однозначного решения и продолжают дискутироваться. В настоящее время наметились две альтернативные точки зрения по обсуждаемым вопросам.

В соответствии с одной из них альпинотипные гипербазитовые массивы формируются в результате кристаллизации ультраосновного силикатного расплава, интродуцированного в земную кору. Сторонники другой точки зрения считают, что вещество, слагающее гипербазитовые массивы, представляет собой не подвергшийся расплавлению рестит субстрата верхней мантии, освобожденный от базальтовой составляющей и проникший в земную кору в виде протрузий.

В аргументации, на которую опираются представители изложенных точек зрения, существует немало слабых сторон и неприемлемых положений, поэтому ни одна из них не может быть принята. Постараемся обосновать это заключение более подробным обсуждением главных аргументов, выдвинутых сторонниками концепций.

Те исследователи, которые доказывают возможность интрузии ультраосновной магмы в земную кору и образования гипербазитовых массивов на месте их первоначального залегания, обосновывают правомерность своих представлений, опираясь на два, как они считают, природных факта: 1) наличие ультраосновных вулканогенных пород (коматиитов, пикритов, меймечитов и др.), доказывающих возможность существования ультраосновных расплавов и локализацию их в толще земной коры, и 2) наблюдаемые явления контактового метаморфизма, вызванного якобы термальным воздействием интрузий гипербазитов на породы их рамы. Переходя к обсуждению этих аргументов, сделаем одно предварительное замечание.

Среди перечисленных ультраосновных вулканитов фигурируют перидотитовые коматииты, вулканогенное происхождение которых не вызывает сомнений. Однако надо иметь в виду, что эти породы достоверно обнаружены лишь среди пород архея [208, 228], когда не только земная кора была значительно менее мощной и геотермический градиент был гораздо более высоким, но и общий состав пород по сравнению с более молодыми их аналогами был иной. Так, по данным Д. Мак-Кензи и его соавтора, температура мантии в архее была на 200–300° выше, чем в настоящее время. Обсуждая следствия, вытекающие из существовавших в архее специфических условий, Д.Ф. Стронг и Р.К. Стивенс [224] пришли к заключению, что дифференциация мантии в те времена должна была проходить в иных условиях: при более низком общем давлении, но при более высоком P_{H_2O} , чем в более поздние этапы развития Земли. Все это должно было влиять на состав архейских магм, и поэтому обращение к коматиитам как примеру ультраосновных лав при обсуждении условий формирования гипербазитовых массивов в постархейское время не совсем корректно.

Оставив в стороне это замечание и не обращая внимания на фациальные условия образования меймечитов и пикритов, которые не всегда соответствуют условиям образования вулканитов, обратимся к анализу составленной нами диаграммы, на которой отражены количественные соотношения нормативных составов главных породообразующих минералов типоморфных пород альпинотипных гипербазитов и ультраосновных вулканитов (см. рис. 32). На диаграмме хорошо видно, что фигуративные точки, отражающие количественные соотношения нормативного оливина, орто- и клинопироксенов, входящих в состав пород альпинотипных гипербазитов, образуют компактное поле, вытянутое вдоль стороны треугольника *Опр—Ол* близ вершины *Ол*, тогда как поле, ограничивающее фигуративные точки, отражающие соотношения тех же фаз, входящих в состав перидотитовых коматиитов, пространственно отделено от него.

Еще более разительным оказался разрыв между фигуративными точками, характеризующими эти параметры альпинотипных гипербазитов и пикритов Африки и Сибирской платформы. Главное отличие сравниваемых пород — повышенная роль в составе пикритов нормативного клинопироксена. Как следует из диаграммы, наиболее близки к составу пород альпинотипных гипербазитов меймечиты, хотя и их состав характеризуется повышенным содержанием нормативных орто- и клинопироксенов. Таким образом, диаграмма очень четко иллюстрирует различия в составах пород альпинотипных гипербазитов и представителей вулканогенных пород ультраосновного состава.

В подтверждение сказанного укажем, что дуниты альпинотипных гипербазитов с железистостью оливина 8% содержат (в расчете на сухое вещество) около 50% окиси магния. В гарцбургитах содержание ее составляет 45%, а в лерцолитах концентрация MgO снижается до 42%, тогда как максимальное содержание этого компонента в меймечитах и перидотитовых коматиитах не превышает 35%.

Существенное различие в составах пород альпинотипных гипербазитов и ультраос-

новых вулканитов подтверждается также тем, что поля составов этих пород разобщены. Это показали Б.А. Марковский и Э.А. Ланда [116] на приведенной в их работе диаграмме, составленной по методу, предложенному В.Л. Барсуковым и Л.В. Дмитриевым [16] для анализа комплементарных гипербазит-базитовых серий.

Учитывая, что даже незначительные изменения в составе влияют на температуру кристаллизации ультраосновного силикатного расплава, нельзя аргументировать наличием ультраосновных лав возможность проникновения в земную кору ультраосновного расплава, тождественного по составу породам альпинотипных гипербазитов.

Еще менее убедительна ссылка на явления контактового метаморфизма, якобы вызываемого интрузией ультраосновной магмы или протрузией горячего, пластичного вещества гипербазитов. В последнее время подобного рода примеры все чаще встречаются в публикациях, посвященных петрологии альпинотипных гипербазитов или вопросам формирования офиолитовых ассоциаций [19, 58, 170, 178]. Однако при анализе приводимых примеров выявляется, что в большинстве случаев за продукты контактового метаморфизма принимаются породы, происхождение которых связано с иными процессами, ничего общего не имеющими с явлениями контактового метаморфизма. Так, в ряде статей в качестве бесспорного доказательства термального воздействия интрузии альпинотипных гипербазитов на вмещающие их породы приводятся контакто-измененные породы Логарского гипербазитового массива в Афганистане [170]. Авторы указанных работ дают петрографическое описание продуктов контактового метаморфизма филлитов и эпидот-хлоритовых сланцев, вмещающих Логарский массив.

О том, что это не продукты высокотемпературного контактового метаморфизма, как считают А.Н. Феногенов и В.Г. Чернов, а породы, возникшие в процессе родингитизации, протекающей при температурах ниже 500°C (предел устойчивости серпентина), свидетельствует парагенезис новообразованных фаз во вмещающих породах и в гипербазитах. Парагенезис представлен цоизитом, эпидотом, моноклинным пироксеном, амфиболом из группы тремолит-актинолита, гранатом, иногда биотитом. Перечисленная группа кальцийсодержащих минералов — типичный парагенезис родингитов, формирующихся в результате метасоматоза контактирующих с гипербазитами полевошпатсодержащих пород. Упомянутые этими авторами антипертиты среди контакто-измененных пород — скорее всего реликты исходных пород. Отметим также, что все новообразованные минералы в приведенном примере исчезают уже в 1–2 м от контакта гипербазитового массива, обнаженная площадь которого равна примерно 1500 км².

Учитывая сказанное, мы считаем, что ближе к истине представления И.М. Сборщикова и И.И. Сониной [151], рассматривающих Логарский массив как протрузию. Этот пример подтверждает, что в литературе довольно часто за продукты контактового метаморфизма ошибочно принимают родингиты и родингитизированные породы [89]. Так, в юго-восточной части Загроса в контакте с гипербазитами отмечались скарны. Исследования Дж. Памича и его соавтора [213] показали, что за скарны были приняты родингиты, состоящие из граната, клинопироксена, везувияна, волластонита, эпидота, сфена и ильменита.

Другой пример ошибочных представлений о явлениях контактового воздействия, но уже не ультраосновной магмы, а горячего пластического вещества гипербазитов на породы рамы — указание И.И. Белостоцкого [19] на наличие в контакте Крабского гипербазитового массива (север Албании) “ореолов” амфиболитов, амфибол-кварц-сланцевых и гранат-сланцевых сланцев. Уже само перечисление названий пород свидетельствует о том, что в данном случае мы имеем дело с породами регионального, а не контактового метаморфизма. Наличие на контактах этого ультраосновного массива локальных участков амфиболитизированных серпентинитов подтверждает, что в структурно ослабленных зонах контакта массива гипербазитов и вмещающих его регионально метаморфизованных пород проявились наложенные процессы гидротермального метаморфизма.

Для доказательства наличия проявлений контактового метаморфизма со стороны массива альпинотипных гипербазитов И.И. Белостоцкий [19], ссылаясь на данные некоторых исследователей, приводит материалы по Озренскому гипербазитовому массиву, рассматривая его как шарьяжный покров, перекрывающий диабаз-радиоларитовую толщу. Амфиболиты образуют там узкую зону в автохтоне, который слу-

В соответствии с одной из них альпинотипные гипербазитовые массивы формируются в результате кристаллизации ультраосновного силикатного расплава, интродуцированного в земную кору. Сторонники другой точки зрения считают, что вещество, слагающее гипербазитовые массивы, представляет собой не подвергшийся расплавлению рестит субстрата верхней мантии, освобожденный от базальтовой составляющей и проникший в земную кору в виде протрузий.

В аргументации, на которую опираются представители изложенных точек зрения, существует немало слабых сторон и неприемлемых положений, поэтому ни одна из них не может быть принята. Постараемся обосновать это заключение более подробным обсуждением главных аргументов, выдвинутых сторонниками концепций.

Те исследователи, которые доказывают возможность интрузии ультраосновной магмы в земную кору и образования гипербазитовых массивов на месте их первоначального залегания, обосновывают правомерность своих представлений, опираясь на два, как они считают, природных факта: 1) наличие ультраосновных вулканогенных пород (коматитов, пикритов, меймечитов и др.), доказывающих возможность существования ультраосновных расплавов и локализацию их в толще земной коры, и 2) наблюдаемые явления контактового метаморфизма, вызванного якобы термальным воздействием интрузий гипербазитов на породы их рамы. Переходя к обсуждению этих аргументов, сделаем одно предварительное замечание.

Среди перечисленных ультраосновных вулканитов фигурируют перидотитовые коматиты, вулканогенное происхождение которых не вызывает сомнений. Однако надо иметь в виду, что эти породы достоверно обнаружены лишь среди пород архея [208, 228], когда не только земная кора была значительно менее мощной и геотермический градиент был гораздо более высоким, но и общий состав пород по сравнению с более молодыми их аналогами был иной. Так, по данным Д. Мак-Кензи и его соавтора, температура мантии в архее была на 200–300° выше, чем в настоящее время. Обсуждая следствия, вытекающие из существовавших в архее специфических условий, Д.Ф. Стронг и Р.К. Стивенс [224] пришли к заключению, что дифференциация мантии в те времена должна была проходить в иных условиях: при более низком общем давлении, но при более высоком P_{H_2O} , чем в более поздние этапы развития Земли. Все это должно было влиять на состав архейских магм, и поэтому обращение к коматитам как примеру ультраосновных лав при обсуждении условий формирования гипербазитовых массивов в постархейское время не совсем корректно.

Оставив в стороне это замечание и не обращая внимания на фациальные условия образования меймечитов и пикритов, которые не всегда соответствуют условиям образования вулканитов, обратимся к анализу составленной нами диаграммы, на которой отражены количественные соотношения нормативных составов главных породообразующих минералов типоморфных пород альпинотипных гипербазитов и ультраосновных вулканитов (см. рис. 32). На диаграмме хорошо видно, что фигуративные точки, отражающие количественные соотношения нормативного оливина, орто- и клинопироксенов, входящих в состав пород альпинотипных гипербазитов, образуют компактное поле, вытянутое вдоль стороны треугольника *Опр—Ол* близ вершины *Ол*, тогда как поле, ограничивающее фигуративные точки, отражающие соотношения тех же фаз, входящих в состав перидотитовых коматитов, пространственно отделено от него.

Еще более разительным оказался разрыв между фигуративными точками, характеризующими эти параметры альпинотипных гипербазитов и пикритов Африки и Сибирской платформы. Главное отличие сравниваемых пород — повышенная роль в составе пикритов нормативного клинопироксена. Как следует из диаграммы, наиболее близки к составу пород альпинотипных гипербазитов меймечиты, хотя и их состав характеризуется повышенным содержанием нормативных орто- и клинопироксенов. Таким образом, диаграмма очень четко иллюстрирует различия в составах пород альпинотипных гипербазитов и представителей вулканогенных пород ультраосновного состава.

В подтверждение сказанного укажем, что дуниты альпинотипных гипербазитов с железистостью оливина 8% содержат (в расчете на сухое вещество) около 50% окиси магния. В гарцбургитах содержание ее составляет 45%, а в лердолитах концентрация MgO снижается до 42%, тогда как максимальное содержание этого компонента в меймечитах и перидотитовых коматитах не превышает 35%.

Существенное различие в составах пород альпинотипных гипербазитов и ультраос-

новых вулканитов подтверждается также тем, что поля составов этих пород разобщены. Это показали Б.А. Марковский и Э.А. Ланда [116] на приведенной в их работе диаграмме, составленной по методу, предложенному В.Л. Барсуковым и Л.В. Дмитриевым [16] для анализа комплементарных гипербазит-базитовых серий.

Учитывая, что даже незначительные изменения в составе влияют на температуру кристаллизации ультраосновного силикатного расплава, нельзя аргументировать наличием ультраосновных лав возможность проникновения в земную кору ультраосновного расплава, тождественного по составу породам альпинотипных гипербазитов.

Еще менее убедительна ссылка на явления контактового метаморфизма, якобы вызываемого интрузией ультраосновной магмы или протрузией горячего, пластичного вещества гипербазитов. В последнее время подобного рода примеры все чаще встречаются в публикациях, посвященных петрологии альпинотипных гипербазитов или вопросам формирования офиолитовых ассоциаций [19, 58, 170, 178]. Однако при анализе приводимых примеров выявляется, что в большинстве случаев за продукты контактового метаморфизма принимаются породы, происхождение которых связано с иными процессами, ничего общего не имеющими с явлениями контактового метаморфизма. Так, в ряде статей в качестве бесспорного доказательства термального воздействия интрузии альпинотипных гипербазитов на вмещающие их породы приводятся контакто-измененные породы Логарского гипербазитового массива в Афганистане [170]. Авторы указанных работ дают петрографическое описание продуктов контактового метаморфизма филлитов и эпидот-хлоритовых сланцев, вмещающих Логарский массив.

О том, что это не продукты высокотемпературного контактового метаморфизма, как считают А.Н. Феногенов и В.Г. Чернов, а породы, возникшие в процессе родингитизации, протекающей при температурах ниже 500°C (предел устойчивости серпентина), свидетельствует парагенезис новообразованных фаз во вмещающих породах и в гипербазитах. Парагенезис представлен цоизитом, эпидотом, моноклинным пироксеном, амфиболом из группы тремолит-актинолита, гранатом, иногда биотитом. Перечисленная группа кальцийсодержащих минералов — типичный парагенезис родингитов, формирующихся в результате метасоматоза контактирующих с гипербазитами полевошпатсодержащих пород. Упомянутые этими авторами антипертиты среди контакто-измененных пород — скорее всего реликты исходных пород. Отметим также, что все новообразованные минералы в приведенном примере исчезают уже в 1–2 м от контакта гипербазитового массива, обнаженная площадь которого равна примерно 1500 км².

Учитывая сказанное, мы считаем, что ближе к истине представления И.М. Сборщикова и И.И. Сониной [151], рассматривающих Логарский массив как протрузию. Этот пример подтверждает, что в литературе довольно часто за продукты контактового метаморфизма ошибочно принимают родингиты и родингитизированные породы [89]. Так, в юго-восточной части Загроса в контакте с гипербазитами отмечались скарны. Исследования Дж. Памича и его соавтора [213] показали, что за скарны были приняты родингиты, состоящие из граната, клинопироксена, везувиана, волластонита, эпидота, сфена и ильменита.

Другой пример ошибочных представлений о явлениях контактового воздействия, но уже не ультраосновной магмы, а горячего пластического вещества гипербазитов на породы рамы — указание И.И. Белостоцкого [19] на наличие в контакте Крабского гипербазитового массива (север Албании) "ореолов" амфиболитов, амфибол-кварц-сланцевых и гранат-сланцевых сланцев. Уже само перечисление названий пород свидетельствует о том, что в данном случае мы имеем дело с породами регионального, а не контактового метаморфизма. Наличие на контактах этого ультраосновного массива локальных участков амфиболитизированных серпентинитов подтверждает, что в структурно ослабленных зонах контакта массива гипербазитов и вмещающих его регионально метаморфизованных пород проявились наложенные процессы гидротермального метаморфизма.

Для доказательства наличия проявлений контактового метаморфизма со стороны массива альпинотипных гипербазитов И.И. Белостоцкий [19], ссылаясь на данные некоторых исследователей, приводит материалы по Озренскому гипербазитовому массиву, рассматривая его как шарьяжный покров, перекрывающий диабаз-радиоларитовую толщу. Амфиболиты образуют там узкую зону в автохтоне, который слу-

жит основанием аллахтонной плиты. Но и в этом случае присутствие амфиболитов, если это не продукты регионального метаморфизма, естественнее связывать с процессами динамо-термального, а не контактового метаморфизма.

Исследователи, придерживающиеся противоположной точки зрения и отрицающие возможность существования ультраосновного расплава, идентичного по составу альпинотипным гипербазитам, в P - T условиях земной коры и тех уровней верхней мантии, где генерируется базальтовая магма, опираются главным образом на данные экспериментальных исследований [14, 32, 188, 195]. В соответствии с результатами экспериментов температура, необходимая для полного расплавления альпинотипных гипербазитов, оказывается значительно выше температуры выплавления из субстрата верхней мантии толеитовых базальтов.

Таким образом, для того чтобы истощенный остаток мантии полностью перешел в расплав, необходимо резко повысить температуру. Расчеты показывают, что необходимые для осуществления процесса плавления температуры могут быть реализованы в мантии на глубинах в несколько сот километров. Но с повышением глубины будет возрастать и давление, что повлечет за собой необходимость дальнейшего повышения температуры.

Учитывая сказанное, сторонники обсуждаемой концепции приходят к заключению, что альпинотипные гипербазиты не могут быть продуктами кристаллизации самостоятельной ультраосновной магмы, внедрившейся в земную кору, поскольку такая магма уже на своем пути в пределах мантии (в связи с меняющимися термодинамическими условиями) должна раскристаллизоваться. Эти выводы упомянутые исследователи подкрепляют геологическими наблюдениями, такими, как отсутствие строго доказанных фактов контактового воздействия гипербазитов на вмещающие их породы, почти совместно наблюдаемые тектонические ограничения массивов альпинотипных гипербазитов и т.д.

Со всеми указанными аргументами можно было бы согласиться, если считать, что: 1) температура в верхней мантии определяется только геотермическим градиентом и 2) возникающий в мантии ультраосновной силикатный расплав совершенно лишен летучих, способных понижать температуру его кристаллизации. Однако в свете современных представлений о процессах, происходящих в подкоровых частях Земли, нельзя отрицать возможности наличия дополнительных теплоносителей в зонах повышенной проницаемости в мантии, где генерируются силикатные расплавы, какими бы причинами они не вызывались — наличием газовых струй [29], радиоактивным распадом [20] или конвективными движениями в мантии [119].

Если к этому добавить, что пока нет бесспорных данных, доказывающих, что в условиях верхней мантии ультраосновной расплав стерилен в отношении летучих, которые способны понижать температуру его кристаллизации, то окажется, что аргументы, подтверждающие, что вторгшиеся в пределы земной коры альпинотипные гипербазиты не проходили стадию полного расплавления, звучат неубедительно. Более того, к настоящему времени установлено, что в альпинотипных гипербазитах, в ультраосновных породах другой формационной принадлежности и в глубинных ксенолитах ультраосновного состава присутствуют водород, углеводородные газы, окись и двуокись углерода, а также благородные газы [1, 2, 108, 105, 186]. Хотя экспериментальных данных о влиянии этих газов на температуру ультраосновных расплавов и их кристаллизацию еще недостаточно, все же очевидно, что простое перенесение фазовых диаграмм на природные объекты, без учета флюидной составляющей, не будет отражать реальную картину.

Таким образом, даже из краткого обсуждения двух противоположных представлений об агрегатном состоянии вещества альпинотипных гипербазитов, поступающего в земную кору, отчетливо видны слабые стороны аргументов, приводимых в подтверждение правомерности этих концепций.

В последние годы были выявлены новые факты, вероятно, подтверждающие, что ультраосновные породы, слагающие массивы альпинотипных гипербазитов, проходили стадию силикатного расплава. Об этом свидетельствует наличие структур распада твердых растворов в главных породообразующих минералах альпинотипных гипербазитов — оливине и пироксенах. В последних подобные структуры обусловлены закономерно ориентированными вростками клинопироксена в матрице ортопироксена, а в оливине структуры распада проявляются в виде дендритовидных и пластинчатых,

закономерно ориентированных включений хромсодержащего магнетита, хромита, иногда совместно с кальциевым пироксеном [9, 183].

Другой важный результат наблюдений последних лет — выявление расплавленных включений в оливинах из дунитов Инаглинского и Одихинчинского ультраосновных массивов с температурами гомогенизации 1200–1360°С [156, 126]. Хотя структурное положение этих массивов иное, чем массивов альпинотипных гипербазитов, химический состав оливинов из присутствующих в них дунитов аналогичен составу оливина дунитов, представленных среди альпинотипных гипербазитов.

Учитывая приведенные выше критические замечания, касающиеся представлений об условиях формирования массивов альпинотипных гипербазитов, и только что отмеченные факты, приходится признать возможность существования в природе ультраосновного силикатного расплава, тождественного составу пород альпинотипных гипербазитов. Вместе с тем, принимая во внимание доказанный весьма небольшой температурный интервал между солидусом и ликвидусом подобного типа расплавов [14, 71] и отмеченную температуру гомогенизации расплавленных включений в магнезиальных оливинах, мы приходим к заключению, что ультраосновная магма — источник пород альпинотипных гипербазитов — может длительно существовать только в условиях верхней мантии на уровнях не выше очагов генерации базальтовой магмы.

В подтверждение сказанного приведем сравнительные данные по температурам равновесий сосуществующих типоморфных минералов пород альпинотипных гипербазитов и пород гранулитовой фации регионального метаморфизма, характеризующих P – T параметры в нижних частях земной коры. Установленные нами на материалах гипербазитов Монголии температуры равновесий сосуществующих минералов в породах альпинотипных гипербазитов, рассчитанные по геотермометрам различных авторов (см. табл. 53), варьируют в пределах 810–1528°С, тогда как, по данным В.В. и К.Б. Кепжинских [82], температуры равновесия сосуществующих моноклинных и ромбических пироксенов из двупироксеновых и пироксен-роговообманковых гнейсов гранулитовой фации метаморфизма Хангайского нагорья Монголии изменяются от 780 до 820°С. Близкие к этим температурам (800–860°С) равновесия сосуществующих орто- и клинопироксенов для пород гранулитовой зоны метаморфизма Намакваленда (ЮАР) установил Г.А. Зелт [231]. Аналогичные температуры условия, как показал Дж. Кулен [192], существовали в нижней части коры в районе гранулитового комплекса Фуруа Южной Танзании.

Эти величины позволяют судить о P – T параметрах в областях, прилегающих к основанию земной коры, и о температурах протекающих твердофазовых реакций, при которых устанавливались наблюдаемые равновесия. Они же косвенно подтверждают наш тезис, что ультраосновная магма — источник пород альпинотипных гипербазитов — может существовать лишь в P – T условиях верхней мантии. Конечно, это только приближенные данные, но и они достаточно отчетливо подчеркивают контрастность термодинамических условий в низах земной коры и на тех уровнях верхней мантии, где может генерироваться и существовать материнский расплав альпинотипных гипербазитов.

При транспортировке этого расплава с мест его зарождения в верхней мантии на более высокие уровни (в условиях декомпрессии в зонах повышенной проницаемости) он должен быстро менять свое агрегатное состояние и поступать в земную кору уже в виде кристаллического, пластического, а затем и твердого, прогрессивно остывающего вещества. Об этом могут свидетельствовать планпараллельные текстуры пород альпинотипных гипербазитов и следы деформаций, вызванных глубинными динамическими напряжениями, проявляющиеся в породообразующих минералах альпинотипных гипербазитов.

Допуская существование ультраосновной магмы в термодинамических условиях верхней мантии, естественно поставить вопрос: где в подкорковых частях Земли и на каких уровнях генерируются ультраосновные магмы — источник альпинотипных гипербазитов? Существенную информацию по этим вопросам может дать детальное изучение особенностей состава породообразующих и аксессуарных минералов ультраосновных пород.

Рассмотрим состав минералов альпинотипных гипербазитов Монголии в сравнении с особенностями состава породообразующих минералов ультраосновных ксенолитов, заключенных в кайнозойских базальтах, пространственно сопряженных с массивами альпинотипных гипербазитов в каледонских структурах этой территории. Ксеноген-

ные включения в базальтах представлены главным образом породами с лерцолитовым парагенезисом. Среди них встречаются шпинелевые и пироповые разновидности [6, 7, 38, 81], в меньших количествах — пироксениты, верлиты, эклогиты и эклогитоподобные породы. Часто выделенные петрографические типы по модальному составу отвечают лерцолитовому парагенезису.

Для того чтобы получить сопоставимые результаты изучения химизма породообразующих минералов из массивов альпинотипных гипербазитов и ультраосновных ксенолитов в базальтах, мы будем проводить сравнение только по однотипным парагенезисам. Соблюдая это условие, нам придется ограничиться сравнением состава породообразующих минералов лишь трех групп лерцолитовых парагенезисов: лерцолитов из массивов альпинотипных гипербазитов, шпинелевых и пироповых лерцолитов из ксенолитов и частично — двупироксеновых оливинсодержащих пироксенитов, которые изучала в ксенолитах В.В. Кепежинская [38].

Фактический материал, характеризующий особенности химического состава породообразующих минералов отмеченных выше трех групп лерцолитов Монголии, приведен в опубликованных ранее работах [135, 81]. Ограничимся здесь изложением только тех выводов, которые следуют из анализа материалов по этим минералам.

Оливин в пироповых (ПЛ) и шпинелевых (ШЛ) лерцолитах из ксенолитов по составу соответствует оливину из лерцолитов альпинотипных гипербазитов (АЛ), за исключением содержания марганца, количество которого повышено в оливинах АЛ в 4 раза. Тенденция обогащения оливинов марганцем характерна для всех парагенезисов из альпинотипных гипербазитов. Близкая железистость оливинов из шпинелевых, пироповых и альпинотипных лерцолитов согласуется с данными по составу оливинов из ксенолитов ШЛ в базальтоидах и из других регионов [38]. Из-за ограниченного изоморфизма в его структуре и широкого развития процессов рекристаллизации оливин не пригоден для целей оценки $P-T$ параметров образования гипербазитов.

Клинопироксены трех групп лерцолитов отчетливо отличаются по составу, причем клинопироксены из ШЛ и ПЛ между собой отличаются только по соотношению кальциевого и магниевого компонентов. Поэтому ниже мы будем сравнивать средние составы клинопироксенов из АЛ и из лерцолитовых ксенолитов в базальтах. Клинопироксены последних по сравнению с клинопироксенами из АЛ обогащены в несколько раз титаном, глиноземом и натрием и в меньшей мере — марганцем и хромом. Различно и поведение алюминия в структуре клинопироксенов из АЛ и из ксенолитов в базальтах. Так, в клинопироксенах АЛ большая часть алюминия присутствует в четверной координации, а в клинопироксенах ШЛ и ПЛ — преимущественно в шестерной. Высокие содержания натрия и алюминия, связанных в виде жадеитового компонента в клинопироксенах из ШЛ и ПЛ, и характер распределения алюминия по позициям IV и VI указывают на более высокие давления, существовавшие при кристаллизации ШЛ и ПЛ из ксенолитов в базальтах по сравнению с АЛ [45, 155]. Сравнив соотношение кальциевого и магниевого компонентов в составе клинопироксенов, которое обычно используется для целей геотермометрии, увидим, что это соотношение одинаково в клинопироксенах из АЛ и ШЛ и значительно ниже в клинопироксенах из ПЛ.

Если обратиться к вопросу о влиянии глинозема на растворимость энстатитового компонента в диопсиде, то окажется, что увеличение количества алюминия, в частности Al^{VI} , в составе клинопироксена сопровождается увеличением соотношения $Ca/Ca + Mg$. Из этого следует, что температуры кристаллизации АЛ были ниже, чем ШЛ, и значительно ниже, чем ПЛ. В клинопироксенах из АЛ значительно меньше глинозема. Поэтому влияние его на отношение кальция к сумме кальция и магния несущественно. Из сказанного следует, что лерцолиты из альпинотипных гипербазитов образовались при относительно низких $P-T$ параметрах, а в шпинелевых и пироповых лерцолитах, выносимых базальтами, эти параметры были выше. Самыми высокими $P-T$ параметрами кристаллизации характеризуются пироповые лерцолиты.

Более резкие отличия — между клинопироксенами пироксенитов из массивов альпинотипных гипербазитов и из пироксенитовых включений в базальтах [38, 80]. Последние намного богаче титаном, алюминием, натрием, и одновременно в них повышено количество кальциевого компонента и понижено содержание хрома.

Ортопироксены из ШЛ и ПЛ в своем составе содержат, как и клинопироксены, повышенные количества глинозема по сравнению с ортопироксенами АЛ. В них постоянно присутствует натрий (0,1–0,2 вес.%), а кальция и хрома меньше, чем в орто-

пироксенах АЛ. Алюминий в ортопироксенах АЛ располагается большей частью в четверной координации, а в ортопироксенах из ШЛ и ПЛ он распределен примерно поровну между октаэдрической и тетраэдрической позициями. К особенностям ортопироксенов из лерцолитов альпинотипных гипербазитов следует отнести также их почти полную стерильность в отношении натрия.

При изучении ортопироксенов из глубоководных парагенезисов выявлено, что натрий — их постоянная примесь, и его количество коррелируется с содержанием Al_2O_3 и суммарным количеством Al и Cr [38]. Было высказано предположение об изоморфном вхождении натрия в структуру ортопироксена в форме ортожадеитового компонента, если минерал образуется при повышенных давлениях. Это позволяет использовать содержание натрия в ортопироксенах как один из критериев для оценки условий формирования по давлению [157, 157]. Используя содержание натрия и глинозема в ортопироксене как функцию давления [157, 206], можно заключить, что образование лерцолитов из альпинотипных гипербазитов происходило при более низких давлениях по сравнению с пироповыми и шпинелевыми лерцолитами из включений в базальтах.

Таким образом, состав клино- и ортопироксенов из АЛ Монголии характеризуется особенностями, резко отличающимися их от соответствующих минералов шпинелевых и пироповых лерцолитов из ксенолитов в базальтах. Это в равной мере относится и ко всем другим парагенезисам альпинотипных гипербазитов. Устанавливается следующий ряд увеличения относительных температур и давлений кристаллизации: лерцолиты альпинотипных гипербазитов—шпинелевые лерцолиты из ксенолитов в базальтах — пироповые лерцолиты из ксенолитов в базальтах. Формирование пироповых и шпинелевых лерцолитов, выносимых базальтами, происходило на более глубоких уровнях верхней мантии по сравнению с породами альпинотипных гипербазитов, которые не встречаются среди ксенолитов в базальтах. Учитывая последнее замечание, можно сделать заключение о том, что вещество альпинотипных гипербазитов локализуется в разрезе верхней мантии складчатой области Монголии лишь в сравнительно узких зонах, сопряженных с зонами глубоководных разломов. Это заключение справедливо не только для территории Монголии, но имеет более общее значение [135]. К близким выводам пришел Б.Г. Лутц [107] на основе анализа геохимических особенностей ультраосновных пород.

Выводы в отношении пространственного положения альпинотипных гипербазитов в разрезе верхней мантии Земли, вытекающие из анализа петрологического материала, вступают в противоречие с представлениями тех исследователей, которые считают, что вещество верхней мантии однородно и соответствует составу альпинотипных гипербазитов, а также что последние внедряются в земную кору лишь в результате ее тектонического скупчивания, сопровождающегося перемещением жестких плит на значительные расстояния.

О ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ И ВНЕДРЕНИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

В предыдущем разделе главы было показано, что в условиях земной коры невозможно длительное существование ультраосновного силикатного расплава, идентичного по составу альпинотипным гипербазитам. Однако многие геологи, не учитывая специфику ультраосновных расплавов, считают, что, подобно другим интрузивным породам, внедрение ультраосновной магмы, ее кристаллизация и становление гипербазитовых массивов происходят практически одновременно, т.е. не разделены во времени. Опираясь на этот тезис, исследователи для определения относительного возраста гипербазитовых массивов используют, с одной стороны, возраст толщ, вмещающих эти массивы, устанавливая таким способом нижнюю границу их возраста, а с другой — время седиментации тех фаунистически охарактеризованных отложений, в которых встречаются продукты дезинтеграции гипербазитов и которые, следовательно, трансгрессивно перекрывают гипербазитовые массивы. Возрастом последних датируется верхняя возрастная граница гипербазитов. Ниже постараемся показать, что такой способ определения возраста применительно к массивам альпинотипных гипербазитов приводит к грубым ошибкам.

В качестве примера рассмотрим массивы Гобийского гипербазитового пояса. При описании последнего было отмечено, что слагающие пояс массивы располагаются в пре-

делах структур герцинской складчатой области Монголии. На восточном фланге пояса гипербазитовые тела вмещаются фаунистически охарактеризованными осадочно-вулканогенными отложениями нижнего карбона. В центральной части пояса рамой для них служат эвгеосинклинальные отложения, датируемые первой половиной девонского периода, а на западном отрезке этого же пояса массивы гипербазитов расположены среди почти горизонтально лежащих молассовых отложений верхнего мела. Гипербазиты здесь находятся в тектоническом контакте с "задранными" почти до вертикального положения базальными горизонтами верхнего мела, в конгломератах которых встречаются не только галька гипербазитов, но и продукты развившейся на них древней коры выветривания. Это указывает на то, что до внедрения в верхнемеловые отложения тела гипербазитов не только были выведены на поверхность Земли и подверглись размыву, но и претерпели глубокое химическое выветривание. Данные факты подтверждают сложную и длительную историю формирования гипербазитовых массивов Гобийского пояса. Вместе с тем если следовать обычным геологическим критериям определения возраста интрузивных пород, то мы должны были бы заключить, что гипербазитовые массивы Гобийского пояса имеют послеврхнемеловой возраст либо считать, что этот пояс объединяет три разновозрастные группы гипербазитовых массивов.

О том, к каким противоречиям приводит определение возраста гипербазитов посредством обычных геологических критериев, свидетельствует и продолжающаяся до сего времени дискуссия о возрасте массивов гипербазитов в пределах соседней с Монголией территории Тувы, в частности о возрасте массивов, слагающих Южно-Тувинский пояс. Ранне считалось, что возраст гипербазитов Тувы, как и всей Саяно-Алтайской области — ранний кембрий [144, 143]. Аргументировалось это тем, что здесь гипербазитовые массивы вмещаются фаунистически охарактеризованными осадочно-вулканогенными отложениями нижнего кембрия и в то же время галька гипербазитов находится в базальных конгломератах силура, ордовика и среднего кембрия.

Однако дальнейшие исследования показали, что отдельные линзы гипербазитов в районах Западной Тувы залегают среди фаунистически датированных отложений силура. Этот факт послужил основанием для выделения на территории Тувы двух разновозрастных комплексов гипербазитов [79]. Позднее было обнаружено, что продукты дезинтеграции гипербазитов входят в состав нижнекембрийских терригенных отложений шурмакской свиты, распространенных в районе Южно-Тувинского гипербазитового пояса, ультраосновные массивы которого прорывают как эвгеосинклинальные образования раннего кембрия, так и метаморфические толщи пород докембрия Сангиленского нагорья. На основании этих факторов были высказаны соображения о том, что в указанном районе Тувы, как и в западных ее районах, следует выделять две разновозрастные группы гипербазитовых массивов, но уже не кембрийского и ордовикского возраста, а раннекембрийского и протерозойского [28]. Таким образом, согласно этим данным, в Туве необходимо выделять три разновозрастные группы гипербазитовых массивов.

Если следовать по этому пути далее, то можно обратиться к территории Горного Алтая. Здесь в пределах Теректинского гипербазитового пояса установлено, что серпентинитовые тела непосредственно контактируют с отложениями силура и девона. Этот факт был использован некоторыми геологами для доказательства наличия в Горном Алтае еще одной (девонской) возрастной группы гипербазитовых массивов [30]. Таким образом, это уже четвертая по возрасту группа гипербазитовых тел в пределах Алтае-Саянской складчатой области.

Учитывая приведенные выше материалы по Гобийскому поясу Монголии, следует допустить, что на территории восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса существуют пять разновозрастных комплексов альпинотипных гипербазитов. Вряд ли такой вывод правомерен, если учесть очень сложную и длительную историю геологического развития складчатых областей Центральной Азии. Ясно одно: процесс формирования гипербазитовых поясов, как и отдельных массивов, был длительным и многоактным, а время становления их и время образования слагающих их ультраосновных пород — не одно и то же. Продолжительность формирования гипербазитовых массивов и поясов определяется прежде всего длительностью жизни тех глубинных разломов, которые контролируют их размещение.

Вместе с тем нельзя не обратить внимание на то, что в каледонидах Центральной

Азии, как и в других регионах, существуют такие стратиграфические уровни, к которым приурочено большинство массивов, формирующих гипербазитовые пояса. В частности, показано [145], что для каледонид Центральной Азии этот стратиграфический уровень отвечает нижнему кембрию или венду — кембрию. Для поясов альпинотипных гипербазитов, расположенных в складчатых структурах герцинид, он отвечает верхам силура — первой половине девона, а в мезозоидах — верхам юры — нижнему мелу. В еще более молодых складчатых областях этот уровень соответствует верхнему мелу — палеогену.

Приведенные факты служили основным аргументом для обоснования времени формирования гипербазитовых поясов и возраста составляющих их массивов [120, 143]. Однако такой подход к определению возраста гипербазитовых поясов и времени образования слагающих их пород оказался несостоятельным. Наши наблюдения дают основания сделать вывод, что отмеченные выше стратиграфические уровни следует рассматривать не как реперы времени формирования гипербазитовых массивов, а как периоды максимальной тектонической активности в зонах тех глубинных разломов, с которыми пространственно сопряжены массивы альпинотипных гипербазитов. Потрузивное внедрение ультраосновных массивов в отдельных районах могло происходить как до, так и после формирования соответствующих стратифицированных образований.

Гипербазиты как горные породы, судя по полученным данным, образовались задолго до того, как они внедрились в земную кору, поскольку физико-химические условия их возникновения, как показано в предыдущих разделах главы, существуют лишь на глубинах верхней мантии. В земную кору эти породы проникают уже в твердом виде. К сожалению, для доказательства возраста ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса, накоплено мало достоверных фактов. Вследствие специфики химического состава гипербазитов не помогают решению этого сложного вопроса и методы определения абсолютного возраста горных пород. Поэтому появление новых материалов, способствующих установлению времени образования ультраосновных пород, имеет важное значение. В этом плане представляют интерес новые данные, полученные нами при изучении Алагульского массива — составной части Дзабханского гипербазитового пояса.

Как показано выше, Алагульский массив структурно приурочен к крутопадающему глубинному разлому, вдоль которого контактируют метаморфические образования докембрия и терригенно-вулканогенные отложения венда—нижнего кембрия, слагающие Озерную структурно-формационную зону каледонид Монголии. В прослоях хлоритовых пород, перемежающихся с пакетами диаспоровых бокситов, в верхней части стратиграфического разреза метаморфической толщи были обнаружены продукты дезинтеграции ультраосновных пород. Они представлены обломками зерен хромшпинелидов — постоянных акцессорных минералов гипербазитов, а также обломками серпентинитов, входящих в состав метаморфизованных терригенных пород. Протерозойский возраст метаморфических образований обосновывается данными абсолютноного возраста амфиболитов, входящих в состав бокситоносной пачки докембрия [139]. Возраст метаморфизма, которому подверглись породы вмещающей гипербазиты толщи, оценен в 848 млн. лет, что соответствует рифею [78]. Естественно, что седиментация метаморфических пород терригенного происхождения произошла гораздо раньше. Древний возраст образования гипербазитов Алагульского массива подтверждается также тем, что для малых тел габбро, секущих породы массива, калий-аргоновым методом получена дата 930 ± 60 млн. лет.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что во время седиментации бокситоносной пачки, составляющей в данном районе верхнюю часть стратиграфического разреза метаморфических образований протерозоя, гипербазиты не только существовали, но уже были выведены на поверхность Земли и подверглись размыву. Напомним, что это не единственное указание о древнем, докембрийском возрасте альпинотипных гипербазитов, размещенных в каледонидах Центральной Азии. Мы уже упоминали о том, что хромшпинель из гипербазитов была обнаружена среди обломочной фракции терригенных пород, залегавших в нижней части разреза нижнего кембрия (щурмакская свита), вблизи массивов Южно-Тувинского гипербазитового пояса.

Все сказанное приводит к заключению, что имеются серьезные основания ставить вопрос о древнем, докембрийском возрасте образования пород, слагающих альпинотипные гипербазитовые массивы в каледонидах Центральной Азии.

делах структур герцинской складчатой области Монголии. На восточном фланге пояса гипербазитовые тела вмещаются фаунистически охарактеризованными осадочно-вулканогенными отложениями нижнего карбона. В центральной части пояса рамой для них служат эвгеосинклинальные отложения, датированные первой половиной девонского периода, а на западном отрезке этого же пояса массивы гипербазитов расположены среди почти горизонтально лежащих молассовых отложений верхнего мела. Гипербазиты здесь находятся в тектоническом контакте с "задранными" почти до вертикального положения базальными горизонтами верхнего мела, в конгломератах которых встречаются не только галька гипербазитов, но и продукты развывшейся на них древней коры выветривания. Это указывает на то, что до внедрения в верхнемеловые отложения тела гипербазитов не только были выведены на поверхность Земли и подверглись размыву, но и претерпели глубокое химическое выветривание. Данные факты подтверждают сложную и длительную историю формирования гипербазитовых массивов Гобийского пояса. Вместе с тем если следовать обычным геологическим критериям определения возраста интрузивных пород, то мы должны были бы заключить, что гипербазитовые массивы Гобийского пояса имеют послевержнемеловой возраст либо считать, что этот пояс объединяет три разновозрастные группы гипербазитовых массивов.

О том, к каким противоречиям приводит определение возраста гипербазитов посредством обычных геологических критериев, свидетельствует и продолжающаяся до сего времени дискуссия о возрасте массивов гипербазитов в пределах соседней с Монголией территории Тувы, в частности о возрасте массивов, слагающих Южно-Тувинский пояс. Ранне считалось, что возраст гипербазитов Тувы, как и всей Саяно-Алтайской области — ранний кембрий [144, 143]. Аргументировалось это тем, что здесь гипербазитовые массивы вмещаются фаунистически охарактеризованными осадочно-вулканогенными отложениями нижнего кембрия и в то же время галька гипербазитов находится в базальных конгломератах силура, ордовика и среднего кембрия.

Однако дальнейшие исследования показали, что отдельные линзы гипербазитов в районах Западной Тувы залегают среди фаунистически датированных отложений силура. Этот факт послужил основанием для выделения на территории Тувы двух разновозрастных комплексов гипербазитов [79]. Позднее было обнаружено, что продукты дезинтеграции гипербазитов входят в состав нижнекембрийских терригенных отложений шурмакской свиты, распространенных в районе Южно-Тувинского гипербазитового пояса, ультраосновные массивы которого прорывают как эвгеосинклинальные образования раннего кембрия, так и метаморфические толщи пород докембрия Сангиленского нагорья. На основании этих факторов были высказаны соображения о том, что в указанном районе Тувы, как и в западных ее районах, следует выделять две разновозрастные группы гипербазитовых массивов, но уже не кембрийского и ордовикского возраста, а раннекембрийского и протерозойского [28]. Таким образом, согласно этим данным, в Туве необходимо выделять три разновозрастные группы гипербазитовых массивов.

Если следовать по этому пути далее, то можно обратиться к территории Горного Алтая. Здесь в пределах Теректинского гипербазитового пояса установлено, что серпентинитовые тела непосредственно контактируют с отложениями силура и девона. Этот факт был использован некоторыми геологами для доказательства наличия в Горном Алтае еще одной (девонской) возрастной группы гипербазитовых массивов [30]. Таким образом, это уже четвертая по возрасту группа гипербазитовых тел в пределах Алтае-Саянской складчатой области.

Учитывая приведенные выше материалы по Гобийскому поясу Монголии, следует допустить, что на территории восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса существуют пять разновозрастных комплексов альпинотипных гипербазитов. Вряд ли такой вывод правомерен, если учесть очень сложную и длительную историю геологического развития складчатых областей Центральной Азии. Ясно одно: процесс формирования гипербазитовых поясов, как и отдельных массивов, был длительным и многоактным, а время становления их и время образования слагающих их ультраосновных пород — не одно и то же. Продолжительность формирования гипербазитовых массивов и поясов определяется прежде всего длительностью жизни тех глубинных разломов, которые контролируют их размещение.

Вместе с тем нельзя не обратить внимание на то, что в каледонидах Центральной

Азии, как и в других регионах, существуют такие стратиграфические уровни, к которым приурочено большинство массивов, формирующих гипербазитовые пояса. В частности, показано [145], что для каледонид Центральной Азии этот стратиграфический уровень отвечает нижнему кембрию или венду — кембрию. Для поясов альпинотипных гипербазитов, расположенных в складчатых структурах герцинид, он отвечает верхам силура — первой половине девона, а в мезозоидах — верхам юры — нижнему мелу. В еще более молодых складчатых областях этот уровень соответствует верхнему мелу — палеогену.

Приведенные факты служили основным аргументом для обоснования времени формирования гипербазитовых поясов и возраста составляющих их массивов [120, 143]. Однако такой подход к определению возраста гипербазитовых поясов и времени образования слагающих их пород оказался несостоятельным. Наши наблюдения дают основания сделать вывод, что отмеченные выше стратиграфические уровни следует рассматривать не как реперы времени формирования гипербазитовых массивов, а как периоды максимальной тектонической активности в зонах тех глубинных разломов, с которыми пространственно сопряжены массивы альпинотипных гипербазитов. Потрузивное внедрение ультраосновных массивов в отдельных районах могло происходить как до, так и после формирования соответствующих стратифицированных образований.

Гипербазиты как горные породы, судя по полученным данным, образовались задолго до того, как они внедрились в земную кору, поскольку физико-химические условия их возникновения, как показано в предыдущих разделах главы, существуют лишь на глубинах верхней мантии. В земную кору эти породы проникают уже в твердом виде. К сожалению, для доказательства возраста ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса, накоплено мало достоверных фактов. Вследствие специфики химического состава гипербазитов не помогают решению этого сложного вопроса и методы определения абсолютного возраста горных пород. Поэтому появление новых материалов, способствующих установлению времени образования ультраосновных пород, имеет важное значение. В этом плане представляют интерес новые данные, полученные нами при изучении Алагульского массива — составной части Дзабханского гипербазитового пояса.

Как показано выше, Алагульский массив структурно приурочен к крутопадающему глубинному разлому, вдоль которого контактируют метаморфические образования докембрия и терригенно-вулканогенные отложения венда—нижнего кембрия, слагающие Озерную структурно-формационную зону каледонид Монголии. В прослоях хлоритовых пород, перемежающихся с пакетами диаспоровых бокситов, в верхней части стратиграфического разреза метаморфической толщи были обнаружены продукты дезинтеграции ультраосновных пород. Они представлены обломками зерен хромшпинелидов — постоянных акцессорных минералов гипербазитов, а также обломками серпентинитов, входящих в состав метаморфизованных терригенных пород. Протерозойский возраст метаморфических образований обосновывается данными абсолютно возраста амфиболитов, входящих в состав бокситоносной пачки докембрия [139]. Возраст метаморфизма, которому подверглись породы вмещающей гипербазиты толщи, оценен в 848 млн. лет, что соответствует рифею [78]. Естественно, что седиментация метаморфических пород терригенного происхождения произошла гораздо раньше. Древний возраст образования гипербазитов Алагульского массива подтверждается также тем, что для малых тел габбро, секущих породы массива, калий-аргоновым методом получена дата 930 ± 60 млн. лет.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что во время седиментации бокситоносной пачки, составляющей в данном районе верхнюю часть стратиграфического разреза метаморфических образований протерозоя, гипербазиты не только существовали, но уже были выведены на поверхность Земли и подверглись размыву. Напомним, что это не единственное указание о древнем, докембрийском возрасте альпинотипных гипербазитов, размещенных в каледонидах Центральной Азии. Мы уже упоминали о том, что хромшпинель из гипербазитов была обнаружена среди обломочной фракции терригенных пород, залегающих в нижней части разреза нижнего кембрия (щурмакская свита), вблизи массивов Южно-Тувинского гипербазитового пояса.

Все сказанное приводит к заключению, что имеются серьезные основания ставить вопрос о древнем, докембрийском возрасте образования пород, слагающих альпинотипные гипербазитовые массивы в каледонидах Центральной Азии.

СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ МОНГОЛИИ И ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Исследование альпинотипных гипербазитов было бы неполным без анализа взаимосвязи их с другими членами офиолитовых ассоциаций, поскольку эти взаимосвязи в конечном счете отражают весь ход истории формирования последних. Выше, при характеристике отдельных членов офиолитовых ассоциаций, мы уже частично касались этого вопроса. Задача настоящего раздела главы — синтезировать изложенный ранее материал и с учетом особенностей геологического развития каледонских и герцинских складчатых структур Монголии восстановить историю и механизм формирования пространенных в них офиолитов. Сделать это непросто, поскольку для решения задачи требуются анализ тектонической позиции офиолитов, детальное исследование взаимоотношений между членами, изучение вещественного состава и расшифровка внутреннего строения офиолитовых ассоциаций.

Затруднения при решении поставленных вопросов возникают прежде всего потому, что полные наборы пород, обычно включаемых в состав офиолитовых ассоциаций, в природе встречаются крайне редко, а истинные взаимоотношения между отдельными членами офиолитов очень часто бывают осложнены последующими тектоническими процессами. Обычно исследователь встречается с отдельными фрагментами офиолитовых ассоциаций и чаще всего — с той триадой (альпинотипные гипербазиты, габброиды и основные вулканиты), которую еще в начале века выделил Г. Штейнманн [223] под названием офиолитовая формация. Монголия в этом плане — не исключение. Среди ее многочисленных офиолитовых ассоциаций только в Тайширинской присутствуют все члены офиолитов: гипербазиты, габброиды, породы переходной зоны, дайковый комплекс, плагиограниты, базальтоиды, в том числе шаровые лавы и толщи морских осадочных пород.

Результаты изучения взаимоотношений между отдельными членами офиолитовых ассоциаций подробно обсуждены выше, в главе VI, а также в статье, специально посвященной этому вопросу [138]. Здесь мы коротко обобщим их.

В Тайширинской офиолитовой ассоциации, как и в других таких ассоциациях Монголии, было установлено, что массивы альпинотипных гипербазитов во всех случаях имеют тектонические контакты с вмещающими их породами, будь это вулканогенные толщи венда — нижнего кембрия или метаморфические толщи докембрия, а в герцинских складчатых зонах — породы среднего и верхнего палеозоя или молласовые отложения нижнего мела. Между гипербазитами и габброидами везде устанавливаются интрузивные контакты, которые в ряде мест в последующем были также осложнены тектоническими нарушениями. Отметим, что габброиды обычно внедряются в круто-поставленные линзо- и пластообразные тела гипербазитов со стороны и всячего, и лежащего боков их или в иные структурно ослабленные места гипербазитовых протрузий. Габброиды интродуцируют не только гипербазиты, но и вмещающие их образования. Породы переходных зон (полосчатый комплекс) чаще всего располагаются в экзоконтактовых зонах габброидных массивов, в местах их внедрения в гипербазиты.

Установлено также, что рои даек диабазового состава, как и одиночные дайки, прорывают не только тела габброидов и гипербазитов, но и более молодые, чем габброидные интрузивы, мелкие штоки плагиогранитов, которые интродуцируются более поздними диабазовыми дайками. Морские осадочные образования перекрывают вулканогенные толщи, в том числе и шаровые лавы, и тоже прорываются одиночными дайками. Осадочные члены офиолитовых ассоциаций, расположенных в каледонских складчатых структурах Монголии, имеют отчетливые признаки отложения в неглубоких морских бассейнах.

Анализ этих данных с учетом особенностей вещественного состава пород офиолитов позволяет восстановить хронологическую последовательность событий, происходивших при формировании офиолитовых ассоциаций Монголии, и наметить основные черты их строения. Опираясь на эти данные, мы приходим к выводу, что процесс формирования офиолитовых ассоциаций был сложным и неодноактным. Формирование магматогенных членов офиолитовой ассоциации связано с многократными периодами активной интрузивной и вулканической деятельности, в ходе которой внедрялись ультраосновные и базальтоидные расплавы. Кристаллизация последних происходила на разных глубинах и при различных термодинамических условиях. В частности, это подтверждается разли-

чиями в химизме минералов из одних и те же парагенезисов, слагающих различные массивы одного и того же гипербазитового пояса [135].

Образовавшиеся в мантии альпинотипные гипербазиты в результате последующих многократных тектонических процессов протрудировали в земную кору. Возникшие при селективном плавлении вещества верхней мантии базальтовые расплавы частично достигали дневной поверхности и сформировали вулканогенные члены офиолитов. Более значительные объемы этих расплавов кристаллизовались в подводных каналах и промежуточных камерах, образуя габброидные интрузивы и дайки.

О том, что становление этих интрузивов происходило в различной фациальной обстановке, свидетельствуют различия в наборе продуктов, возникших при взаимодействии габброидной магмы с ранее сформированными массивами гипербазитов и другими вмещающими их породами. Источником вещества для части более молодых даек служили базальтоидные расплавы, локализовавшиеся в промежуточных магматических камерах. В этих же камерах, вероятно, в результате глубоко зашедшей дифференциации базальтовой магмы, возникали расплавы, породившие небольшие штоки плаггигранатов, обнаруживаемые в составе некоторых офиолитовых ассоциаций. Поздние этапы вулканической деятельности, связанной с формированием офиолитовых ассоциаций, протекали в подводных условиях неглубоких морских бассейнов и частично — в субаэральной обстановке. Доказательством этого служат данные об окислительных условиях среды, в которой происходило излияние лав, а также об особенностях гранулометрического состава переслаивающихся с ними осадочных пород и заключенных в них органических остатков.

Активные тектонические движения, сопровождавшие весь период становления офиолитовых ассоциаций, продолжались и после их формирования. Об этом свидетельствует наличие в обломочной фракции осадочных пород, вмещающих массивы гипербазитов, продуктов дезинтеграции ультраосновных пород — зерна хромшпинелидов, обломки серпентинитов и продуктов выветривания гипербазитов.

Для того чтобы воссоздать сложный процесс формирования офиолитовых ассоциаций, недостаточно установить последовательность и условия формирования отдельных их членов. Необходимо также учитывать историю геологического развития районов, предшествовавшую образованию офиолитовой ассоциации. Поскольку в Монголии история геологического развития раннекаледонских и герцинских складчатых областей была различной, представляется необходимым рассмотреть особенности формирования заключенных в них офиолитовых ассоциаций отдельно.

Обратимся к офиолитовым ассоциациям, распространенным в раннекаледонских структурах. Изучение каледонид северного мегаблока Монголии, где сконцентрированы многочисленные офиолитовые ассоциации, приводит к выводу о существовании там в конце рифея суши с вполне сформировавшейся корой континентального типа [41, 55, 136]. Об этом, помимо многочисленных выступов дорифейского (метаморфического) фундамента, свидетельствуют данные о повсеместном выпадении из разрезов этого региона отложений верхнего рифея, о существовании размыва и углового несогласия в основании вендских отложений, а также данные о наличии в верхнем докембри Монголии моласс и субсеквентных вулканитов андезит-дацит-липаритового ряда [83].

Вместе с тем на тектонической карте Монголии [165] можно видеть, что отдельные блоки, сложенные метаморфическими толщами протерозоя, разделяются ориентированными в различных направлениях узкими протяженными зонами венд-нижекембрийских эвгеосинклинальных отложений, которые по составу слагающих пород полностью отвечают офиолитовым ассоциациям, включающим массивы альпинотипных гипербазитов и пространственно связанные с ними интрузивы габброидов. Такая ориентировка офиолитовых зон в каледонидах Монголии обусловлена особенностями тектонического развития региона, что привело к образованию мозаично-блокового плана структур в этой части страны. Еще отчетливее мозаично-блоковый тип тектонических структур выступает в области каледонид восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 37). Возникновение подобного структурного плана связано с формированием в земной коре континентального типа разноориентированных, проникающих на большие глубины расколов. Вдоль последних проходило раздвигание образовавшихся при этом жестких блоков и заполнение межблокового пространства продуктами мантийного магматизма.

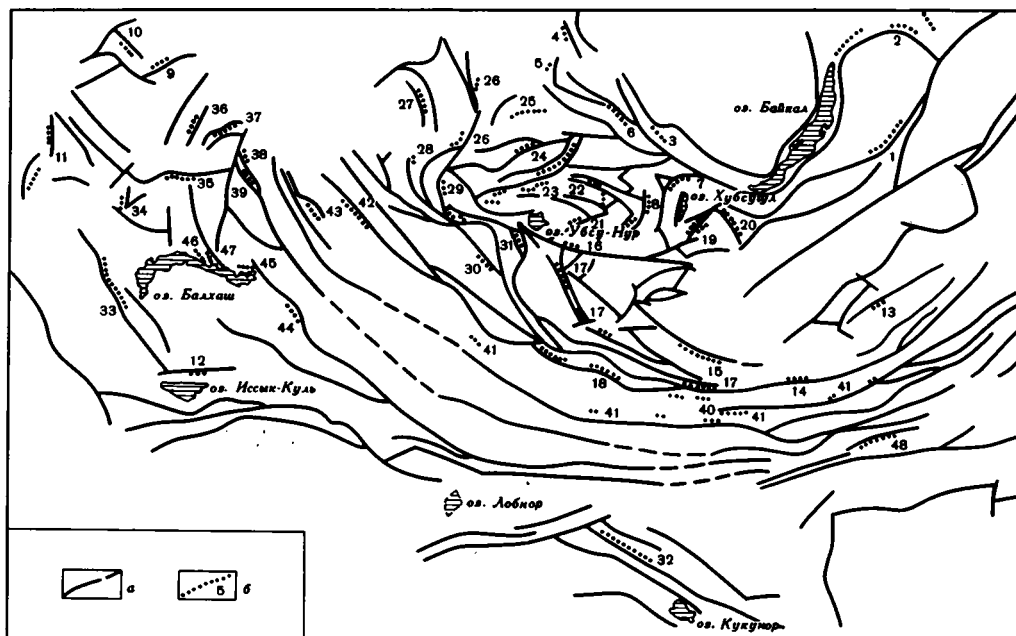


Рис. 37. Схема расположения главных разломов и приуроченных к ним гипербазитовых поясов в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (составил Г.В. Пинус)

а — разломы; б — гипербазитовые пояса: 1 — Удино-Витимский, 2 — Байкало-Муйский, 3 — Идарский, 4 — Енисейский, 5 — Красноярский, 6 — Тагульский, 7 — Восточно-Саянский, 8 — Прихубсугульско-Сангиленский, 9 — Боровский, 10 — Аккан-Бурлукский, 11 — Талдысайский, 12 — Заилийский, 13 — Керуленский, 14 — Ундуршиллинский, 15 — Баянхонгорский, 16 — Ихэбогдинский, 17 — Дзабханский, 18 — Толбонурский, 19 — Прихубсугульский, 20 — Джидинский, 21 — Южно-Тувинский, 22 — Каахемский, 23 — Западно-Тувинский, 24 — Западно-Саянский, 25 — Кузнецко-Саянский, 26 — Кузнецко-Алатауский, 27 — Салаирский, 28 — Северо-Алтайский, 29 — Восточно-Алтайский, 30 — Теректинский, 31 — Цаганшибетинский, 32 — Бейшанский, 33 — Чу-Илийский, 34 — Таласузекский, 35 — Тектурмасский, 36 — Ерментаусский, 37 — Чидерты-Экибастузский, 38 — Алкамергенский, 39 — Муржик-Арталыкский, 40 — Баянлэгский, 41 — Гобийский, 42 — Прииртышский, 43 — Чарский, 44 — Джунгарский, 45 — Чулькызыл-Тюлькуламский, 46 — Итмурундинский, 47 — Шоинтасский, 48 — Солонкерский

Охарактеризовав тектоническую обстановку, существовавшую в области каледонских структур Монголии, и приведя данные об условиях и последовательности формирования отдельных членов офиолитовых ассоциаций, можно попытаться воссоздать весь процесс их становления. Лучше всего это сделать на примере наиболее полно представленной и лучше изученной Тайширинской офиолитовой ассоциации. Она является частью протяженного Дзабханского офиолитового пояса, пространственно приуроченного к северо-восточному краю Озерной структурно-фациальной зоны, где эта ассоциация горных пород граничит с опущенным блоком метаморфического фундамента каледонид, погребенного под существенно карбонатными отложениями эпиконтинентального венд-нижнекембрийского морского бассейна [115]. Сама Озерная зона, ранее считавшаяся однородной, сложенной венд-нижнекембрийскими звгеосинклинальными отложениями, седиментация которых происходила на коре океанического типа [164], представляет собой, как теперь выясняется, гетерогенную структуру, в которой выступы протерозойского фундамента перемежаются с зонами звгеосинклинальных венд-нижнекембрийских отложений [136].

Все эти данные послужили основой для модели, воспроизводящей процесс формирования Тайширинской офиолитовой ассоциации, и не только ее, но и всех аналогов последней, расположенных в каледонидах северного мегаблока Монголии.

Процесс формирования офиолитовых ассоциаций, как мы полагаем, тесно связан с процессом рифтообразования, который привел к раздроблению и ограниченному по масштабам раздвигам разновеликих блоков ранее консолидированной протерозойской

Рис. 38. Модель формирования офиолитовых ассоциаций в каледонидах Центрально-Азиатского складчатого пояса

1 — земная кора континентального типа, 2 — верхняя мантия, 3 — область дифференцированной верхней мантии (альпинотипные гипербазиты), 4 — базальтовая магма и покровы базальтов, 5 — габброидные интрузивы, 6 — дайки базальтоидного состава, 7 — кремнистые отложения, 8 — терригенно-карбонатные отложения, 9 — разломы, 10 — зоны повышенного теплового потока; а-в — этапы формирования офиолитов (пояснения в тексте)

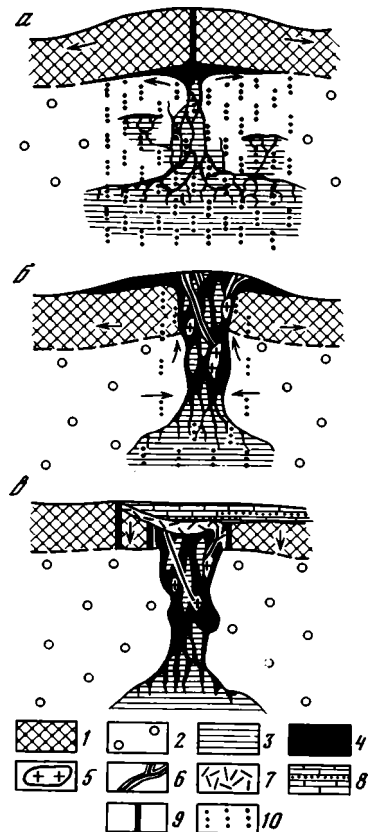
коры континентального типа. В соответствии с существующими представлениями [201, 21] образование рифтов с ограниченным раздвигом вызывается эндогенными процессами, связанными с подъемом из астеносферы мантийных диапиров, порожденных ее гравитационной неустойчивостью. Это привело к локальному вспучиванию земной коры, разрыву ее сплошности и раздвигу образовавшихся соседних блоков. Разнонаправленное горизонтальное движение их может быть обусловлено растеканием под корой в стороны от зон разломов выплавляемой из мантийного вещества базальтовой магмы [110] или действием силы тяжести, обусловившей гравитационное "соскальзывание" этих блоков и перемещение их в противоположных направлениях [201].

Вероятно, в природе могут реализоваться оба указанных механизма раздвигов. Здесь следует отметить, что оба механизма приводят лишь к ограниченному (по масштабам, сравнимым с амплитудой вертикальных перемещений) горизонтальным движениям. Однако некоторые исследователи, принимая за первопричину образования раздвигов мантийный диапиризм, необоснованно, по нашему мнению, полагают, что такой механизм образования раздвигов может привести к возникновению на их месте палеоокеанов [65].

На рис. 38 схематично показаны последовательные этапы формирования офиолитовых ассоциаций в каледонидах Монголии. Первый этап (а) характеризует момент зарождения очагов базальтовой магмы в результате селективного плавления субстрата верхней мантии в зоне повышенной проницаемости и интенсивного теплового потока. При этом облегченная по сравнению с веществом верхней мантии базальтовая магма будет отжиматься вверх и локализоваться в основании земной коры, породы которой обладают меньшей плотностью.

Этот процесс приведет к появлению сводового поднятия земной коры и будет сопровождаться ее деструкцией и растяжением с образованием раздвига. Подъему базальтовой магмы будет способствовать дополнительное давление, возникающее в магматических очагах в результате изменения фазовых состояний вещества мантии. Избыточное давление, превышающее литостатическое, обуславливает появление хрупких деформаций в перекрывающих магматические очаги массах, облегчает движение магм вверх.

Первоначальное движение ультраосновного расплава вверх также произойдет под действием давления, возникающего в результате перехода твердого субстрата мантии в расплавленное состояние. Однако из-за незначительного температурного интервала между солидусом и ликвидусом ультраосновной магмы причина ее движения вверх (в связи с быстрой кристаллизацией и уплотнением) исчезнет еще до того, как она достигнет уровня земной коры. Дальнейшее движение вверх раскристаллизованного вещества, отвечающего по составу породам альпинотипных гипербазитов, должно осуществляться под влиянием сжимающих усилий. Поэтому приходится допускать, что в процессе рифтообразования наряду с растяжением перманентно проявляются периоды сжатия. Это допущение объясняет наблюдающееся многоэтапное восходящее движение гипербазитовых протрузий.



Второй этап (б) фиксирует время, когда в зоне расширяющегося раздвига происходит массовое излияние основной магмы с образованием базальтовых покровов и накоплением вулканогенных толщ. Часть базальтовой магмы, не достигая поверхности, кристаллизуется в промежуточных камерах и подводящих каналах. Вследствие этого образовались тела габброидов, залегающие среди ранее сформировавшихся базальтовых покровов. В промежуточных камерах в периоды относительного тектонического покоя, вероятно, происходила дифференциация расплава с обособлением более кислой плагиогранитной магмы.

Возобновление тектонической активности приводило к интрузии плагиогранитного расплава и интрузии не успевшей раскристаллизоваться габброидной магмы с образованием даек, пронизывающих как ранее сформированные габброидные, так и базальтовые покровы, вмещающие тела габброидов. Если резервуары внедрившейся магмы локализируются по соседству с ранее внедренными на этот уровень протрузивными гипербазитовыми телами, то в экзоконтактных зонах габброидных интрузивов вследствие взаимодействия базальтоидной магмы с гипербазитами возникли гибридные (парамагматические) породы, слагающие так называемые полосчатые комплексы или переходные зоны.

Третий этап отражает новую геодинамическую обстановку, когда охлаждающаяся верхняя мантия приобретает обычную для нее плотность. С этим этапом связано опускание земной коры, в результате чего на месте бывшего поднятия образуется компенсационный прогиб, возникновению которого способствует перемещение большого объема базальтового расплава из мантии в земную кору. Этот прогиб превращается в морской бассейн, в котором происходит седиментация осадочных толщ. Образование последних завершает весь цикл формирования офиолитовых ассоциаций.

Отметим еще раз многоактность сложного образования пород офиолитовых ассоциаций. Он то затухал, то надолго возобновлялся с новой силой.

Последующий ход развития межблоковых областей нами не рассматривается, поскольку формирование пород офиолитовых ассоциаций на этом этапе заканчивается. Однако и позже тектоническая активность в этих районах периодически возобновлялась, о чем свидетельствуют интенсивная складчатость пород офиолитовых ассоциаций, сопровождавшаяся разрывными нарушениями, а также неоднократное постскладчатое протрудирование гипербазитовых массивов. Все эти явления вызываются как вертикальными, так и горизонтальными движениями ранее разъединенных блоков континентальной земной коры.

Таким образом, мы приходим к выводу, что формирование офиолитовых ассоциаций в каледонских складчатых структурах Монголии обусловливалось процессами деструкции земной коры континентального типа в окраинных частях обширного протерозойского материка, происходившей в венд-нижнекембрийское время. Мы допускаем, что предложенная модель формирования офиолитовых ассоциаций в каледонидах Монголии с накоплением новых данных может быть несколько скорректирована в отдельных ее частях. Однако в целом она представляется нам достаточно конструктивной, поскольку в основе ее лежат факты, не учитывать которые нет оснований. Вместе с тем некоторые исследователи пошли именно по этому пути, предложив иную схему формирования офиолитовых ассоциаций Монголии [65]. Эта схема противоречит многим изложенным выше фактам и, по существу, повторяет идеализированные представления сторонников концепции тектоники плит.

Предложенная нами модель формирования офиолитовых ассоциаций Монголии относится лишь к тем из них, которые возникли в венд-нижнекембрийское время. Более молодые офиолитовые ассоциации, расположенные среди герцинских складчатых структур, образовывались в силур-девонское и более позднее время, когда геологическая обстановка была существенно иной. Отличие герцинской складчатой области от расположенных к северу раннекаледонских складчатых структур состоит прежде всего в том, что свойственный последний мозаично-блоковый план тектоники в них отсутствует. Герциниды единой полосой субширотного простирания и шириной в несколько сот километров прослеживаются через всю Монголию и продолжают в пределы СССР и КНР. Офиолитовые ассоциации, расположенные среди герцинид, не нарушая общего линейного плана их тектоники, протягиваются в виде поясов в близком к широтному направлению параллельно друг другу либо кулисообразно, но обязательно вдоль общих контуров герцинских складчатых структур.

Следующее отличие заключается в том, что в противоположность венд-нижнекембрийским офиолитовым ассоциациям, развивавшимся по периферии срединных массивов или выступов кристаллического фундамента, ограничивавшим раннекаледонские звгеосинклинальные зоны, герцинские офиолиты формировались в центральной части Южно-Монгольской геосинклинали, лишенной признаков наличия в ее пределах земной коры континентального типа. Это может указывать, что герцинские офиолитовые ассоциации формировались в открытом морском или океаническом бассейне [142].

Офиолитовым ассоциациям герцинид свойственны и другие черты отличия от раннекаледонских офиолитов, в том числе то, что среди вулканогенных членов этих ассоциаций чаще встречаются более кислые, чем диабазы, эффузивы типа андезитовых порфиритов, что объем пород офиолитовых ассоциаций герцинид меньше по сравнению с раннекаледонскими и т.д. Породы герцинских офиолитов значительно сильнее тектонизированы, что отчетливее всего проявляется на гипербазитах, которые здесь нередко представлены серпентинитовым меланжем. Среди обломков, включенных в серпентинитовую матрицу меланжа, можно встретить всю гамму пород, входящих в офиолитовую ассоциацию, а также продукты гидротермальной переработки их. Меланж проявляется здесь не вдоль основания гипербазитовых пластин, шарьированных на более молодые породы, а в локальных субвертикальных зонах. Появление его, вероятно, обусловлено тектоническими движениями, в процессе которых фронтальная поверхность клинообразных гипербазитовых протрузий, проникая через интенсивно тектонизированную раму, захватывает и перемещает отдельные ее обломки и блоки.

Таким образом, выходы полимиктового серпентинитового меланжа в герцинидах Монголии знаменуют собой слабо эродированные участки апикальных частей гипербазитовых протрузий. Примерно такой же механизм образования серпентинитового меланжа описан в Лигурии [193]. Серпентинитовый меланж отчетливо проявлен в Гобийском гипербазитовом поясе, особенно в районе хребтов Гурван-Сайхан и Дзолен. Незначительный эрозионный срез Гобийского пояса объясняет отсутствие в его составе крупных массивов, а также интенсивную тектоническую проработку серпентинитовых линз и появление в этих районах относительно полого падающих тектонических нарушений, которые легче возникают при уменьшении литостатической нагрузки. О преобладании в этом районе вертикальных движений над горизонтальными свидетельствуют повсеместно распространенные крутопадающие разрывные нарушения, ограничивающие зоны меланжа, отдельные гипербазитовые массивы и зоны офиолитовых ассоциаций в целом.

Изложенные данные, характеризующие офиолитовые ассоциации герцинид Монголии, достаточно полно отражают особенности их геологической позиции и внутреннего строения по сравнению с офиолитами каледонид. Главное отличие заключается в том, что формирование герцинских офиолитов происходило не в узких зонах раздробленной континентальной коры окраинных частей допалеозойского материка, а в центральной части обширного океанического бассейна, в пределах которого пока не установлены признаки деструкции континентальной коры.

Имеющийся материал указывает на то, что формирование герцинских офиолитовых ассоциаций происходило в раннюю, доинверсионную стадию развития геосинклинали, когда ложе ее, как подтверждает наличие разнофациальных разновозрастных толщ [47], было уже в достаточной мере дифференцировано на узкие звгеосинклинальные прогибы и геантиклинальные поднятия. Особенности морфологии и строения гипербазитовых массивов, как и окружающих их пород других членов герцинских офиолитов, свидетельствуют о сложной, до конца еще не познанной истории их формирования. Однако набор пород в герцинских офиолитовых ассоциациях, характер взаимоотношений их друг с другом и сопряженность их с мобильными зонами высокой проницаемости остаются такими же, как и в раннекаледонских офиолитах.

В заключение отметим, что изучение разновозрастных офиолитовых ассоциаций Монголии еще раз подтвердило правомерность представлений тех исследователей, которые утверждают, что образование офиолитовых ассоциаций осуществляется в различных геологических условиях — на материках, в областях деструкции земной коры континентального типа, в окраинных морях, в районах островных дуг и срединных океанических хребтов. Но первопричины их возникновения всегда общие и главные из них — локальный разогрев верхней мантии под влиянием высоких тепловых потоков в зонах повышенной проницаемости земной коры, частичная дифференциация вещества мантии и связанный с этими явлениями мантийный диапиризм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В., Андреева Т.А. Газы в альпинотипных гипербазитах Анадырско-Корякской складчатой системы. — ДАН СССР, 1973, 210, № 3, с. 689—692.
2. Агафонов Л.В., Банников О.Л., Андреева Т.А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т. 10, с. 64—73.
3. Агафонов Л.В., Кутюлин В.А., Леснов Ф.П. Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 67—84.
4. Агафонов Л.В., Леснов Ф.П., Пинус Г.В. Пироксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т. 9, с. 6—31.
5. Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 105—113.
6. Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. и др. Глубинные включения в щелочных базальтоидах трубки Шаварын-Царам (МНР). — ДАН СССР, 1975, 224, т. 5, с. 1163—1165.
7. Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. и др. Ксенолиты пироповых лерцолитов из базальтоидов Центрального Хангая. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 156—167.
8. Агафонов Л.В., Поспелова Л.Н., Баярхуу Ж. Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого-петрографические особенности. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978, с. 56—65.
9. Агафонов Л.В., Чепуров А.И., Лаврентьев Ю.Г., Показалова О.С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии. — Геология и геофизика, 1974, № 6, с. 40—49.
10. Амантов В.А. Первая находка отложений нижнего кембрия в Восточной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966, с. 13—15.
11. Амантов В.А., Луvsанданзан Б., Матросов П.С., Хасин Р.А. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966, с. 86—110.
12. Аникеева Л.И. Магматизм. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965, с. 212—262.
13. Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1968. 24 с.
14. Базилевский А.Т., Уханов А.В. Температуры плавления гипербазитов и температуры кристаллизации гипербазитовых расплавов. — Геохимия, 1967, № 12, с. 1500—1503.
15. Банников О.Л. Жильные офиолитовые серпентины из гипербазитового массива полуострова Камчатский мыс. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т. 10, с. 43—52.
16. Барсуков В.П., Дмитриев Л.В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. — Геохимия, 1972, № 12, с. 1515—1541.
17. Беззубцев В.В., Волчек И.М. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 138—148.
18. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.
19. Белостоцкий И.И., Колбанцев Р.В. Еще раз к проблеме офиолитов в динаридах. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, 55, вып. 2, с. 3—15.
20. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с.
21. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
22. Благоназаров В.А., Зайцев Н.С. Джидинская зона ранних каледонид Монголии. — Геотектоника, 1972, № 6, с. 55—68.
23. Бойшенко А.Ф. Докембрий Баянхонгорской структурно-фациальной зоны (Центральная Монголия). — Сов. геология, 1977, № 12, с. 136—141.
24. Борзаковский Ю.А. Интрузивные комплексы Юго-Восточной Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с. 41—60.
25. Борисенко А.С. Минеральные типы лиственитов Алтае-Саянской складчатой области, физико-химические условия их образования и рудоносность: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1974. 31 с.

26. Варлаков А.С. Штубахит — особый тип дунитов в альпинотипных гипербазитовых массивах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 37—47.

27. Велицкий В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

28. Велицкий В.В., Вартанова Н.С. Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы. — Геология и геофизика, 1978, № 8, с. 133—136.

29. Велицкий В.В., Меламед В.Г., Шарпов В.Н. О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии. — ДАН СССР, 1969, 188, № 6, с. 1349—1351.

30. Вайнман М.К., Гинцингер Б.К. К вопросу о возрасте гипербазитов Горного Алтая. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 144—146.

31. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—572.

32. Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Фарберов А.И., Рябинин Ю.Н. Плавление ксенолитов ультраосновных пород при высоких давлениях. — ДАН СССР, 1970, 195, № 2, с. 441—443.

33. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб: 1:1 500 000/Под ред. Н.А. Маринова. М., 1971.

34. Геология Монгольской Республики. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973. 752 с.

35. Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 715 с.

36. Глазунов О.М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 202 с.

37. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 192 с.

38. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.

39. Говоров И.Н. Происхождение океанических базальтов по петрохимическим данным. — В кн.: Тез. совещ. "Магматические и метаморфические породы дна океанов и их генезис". М., 1980.

40. Горбов А.Ф. Геохимия бора. М.: Недра, 1976. 208 с.

41. Держунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.

42. Джексон Е.Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллутотер. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 43—66.

43. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1—5.

44. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

45. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Куртолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 451 с.

46. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса. — В кн.:

Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977, с. 128—156.

47. Дубатовов В.Н., Дубатолова Ю.А., Ээнжин Г. Новые данные по стратиграфии и геологическому строению палеозоя хребта Гурван-Сайхан. — В кн.: Стратиграфия девона и карбона. М.: Наука, 1982, с. 85—106.

48. Егоров О.С. Геохимия габброидов складчатых областей. Киев: Наук. думка, 1977. 180 с.

49. Еремеев В.П., Сибилев А.К. О древней коре выветривания в гипербазитах Западной Тувы. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1967, вып. 8, с. 191—201.

50. Ефимов А.А. О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 14—29.

51. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кылымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.

52. Журвалева И.Т. Раннекембрийские фациальные комплексы археоциат (р. Лена, среднее течение). — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. М.: Наука, 1972, с. 31—109.

53. Заварицкий А.Н. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 54 с. (Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография; Вып. 7. Ч. 1).

54. Зайцев Н.С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба. — ДАН СССР, 1957, 117, № 4, с. 678—681.

55. Зайцев Н.С., Благодирев В.А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, 78, № 4, с. 57—69.

56. Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б. Основные итоги работ Советско-Монгольской геологической экспедиции за 10 лет. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 7—17.

57. Зимин С.С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 252 с.

58. Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсин Э.И. Типы океанической палеокоры Тихоокеанского пояса, особенности их состава и закономерности формирования. — Геология и геофизика, 1980, № 6, с. 26—34.

59. Зимин С.С., Юсин Э.И., Грановский А.Г., Гайденов С.З. Типы интрузивов, лав и пирокластов ультраосновных пород востока Азии и условия их образования. — В кн.: Тез. докл. симпозиума "Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм". Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 32—34.

60. Золов К.К., Шмагина М.Я., Медведева Т.Н., Глебова З.М. Формирование Таловского массива ультраосновных пород и связанной с ним хризотил-асбестизации. — В кн.: Геология, минералогия и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых. Алма-Ата, 1977, с. 11—17.

61. Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 22—35.

62. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинкли-

налях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 238 с.

63. *Зоненшайн Л.П.* Баянхонгорская зона. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с. 38—39.

64. *Зоненшайн Л.П.* Модель развития геосинклиналичного процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 11—35.

65. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Хан-Тайширинский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.

66. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

67. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Рифтовые структуры в геологическом прошлом. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 11—14.

68. *Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г.* Стрoение осевой части Южно-Монгольской звгосинклинали в хребте Дзoлен. — Геотектоника, 1975, № 4, с. 28—44.

69. *Зоненшайн Л.П., Томуртоого.* Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 135—144.

70. *Зоненшайн Л.П., Хасин Р.А.* Основные черты геологического строения. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973, с. 34—43.

71. *Иванов О.К., Штенгеомер С.В.* Вязкость и температура кристаллизации расплава ультрамафитов. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 9—11.

72. *Ильицкий М.М., Колбанцев Р.В.* Парагенетические типы и статистический анализ химизма оливинов. — ДАН СССР, 1968, 179, № 6, с. 1428—1431.

73. *Ильин А.В.* Венд-кембрийские базальтоиды Северной Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 60—71.

74. *Ильин А.В., Кудряцев Г.А.* Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири — севера Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, 48, № 5, с. 83—96.

75. *Казизин Ю.В., Рудник В.А.* Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.

76. *Калинин Д.В., Денискина Н.Д., Лохова Г.Г.* Амфиболовые асбесты, их синтез и генезис в природе. Новосибирск: Наука, 1975. 95 с.

77. *Каминский Ф.В., Ваганов В.Н.* Петрографические предпосылки алмазности альпинотипных гипербазитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 6, с. 35—47.

78. *Келлер Б.М., Кратц К.О.* и др. Всеобщее совещание по общим вопросам расчленения докембрия СССР. — Сов. геология, 1977, № 12, с. 134—149.

79. *Кен А.Н., Шапошников Г.Н.* О послесилурийских ультраосновных интрузиях

Тувы. — Информ. сб.: ВСЕГЕИ, 1959, № 8, с. 29—38.

80. *Кележинскас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.

81. *Кележинскас В.В., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж.* Глубинные включения, альпинотипные гипербазиты и проблемы их соотношения. — ДАН СССР, 1980, 250, № 2, с. 427—430.

82. *Кележинскас В.В., Кележинскас К.Б.* Состав и строение коры и верхней мантии складчатых сооружений Центральной Азии. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 106—116.

83. *Клитин К.А., Палей И.П., Постельников Е.С.* Палеорифты образования Сибирских платформ. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. М.: Наука, 1977, с. 192—197.

84. *Книппер А.Л.* Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 112—120.

85. *Книппер А.Л.* Офиолиты и проблема ортогеосинклиналией. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разлом. М.: Наука, 1979, с. 171—182.

86. *Колесник Ю.Н.* Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.

87. *Колман Р.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

88. *Коробейников В.П., Щеглов А.П., Сурков В.С., Исаков В.М.* Ареальные офиолиты Восточной Тувы и диагнотическая модель развития структурных элементов подвижных поясов. — Геология и геофизика, 1980, № 9, с. 19—34.

89. *Краченко Г.Г.* Особенности формирования хромитоносных ультраосновных массивов в связи с эволюцией офиолитовых комплексов. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1981, с. 109—111.

90. *Крестин Е.М.* Первая находка коматитов в СССР. — ДАН СССР, 1978, 242, № 2, с. 412—415.

91. *Кругликова С.Б.* Характерные черты распределения радиоларий (высоких таксонов) в отложениях Тихого океана и окраинных морей. — В кн.: Ископаемые и современные радиоларии. Л.: Наука, 1979, с. 42—52.

92. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 388 с.

93. *Кузнецов Ю.А.* О состоянии и задачах изучения магматических формаций. — Геология и геофизика, 1973, № 8, с. 3—11.

94. *Леснов Ф.П.* О структурно-текстурных критериях воздействия габброидов на гипербазиты в базит-гипербазитовых плутонах складчатых областей. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т. 10, с. 75—80.

95. *Леснов Ф.П.* О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 156—157.

96. *Леснов Ф.П.* Полигенные базит-гипербазитовые плутоны как особый тип магматических образований складчатых областей. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: ВСЕГЕИ, 1981, с. 206—207.

97. *Леснов Ф.П.* Структурно-генетические

взаимоотношения гипербазитов и габброидов в офиолитовых поясах Монголии. — В кн.: Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 62—71.

98. *Леснов Ф.П.* Анортит. — В кн.: Минералы Монголии. М.: Наука, 1984, с. 60—65.

99. *Леснов Ф.П., Агафонов Л.В.* Материалы по геологии и петрологии Баянхонгорского базит-гипербазитового пояса в Центральной Монголии. — В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 27—54.

100. *Леснов Ф.П., Баяржуу Ж., Королюк В.Н.* О химизме оливинов из пород Шишхидгольского гипербазитового массива (Северная Монголия). — В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 235—240.

101. *Леснов Ф.П., Королюк В.Н.* Первые данные о распределении изоморфной примеси железа в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей СССР. — ДАН СССР, 1977, 234, № 4, с. 922—924.

102. *Леснов Ф.П., Меляховецкий А.А., Баяржуу Ж.* Шишхидгольский гипербазитовый массив (Северная Монголия). — В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 130—145.

103. *Леснов Ф.П., Пинус Г.В.* О некоторых особенностях гетерогенных габброидных пород базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей (на примере Анадырско-Корякской складчатой системы). — В кн.: Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ ДВ НЦ АН СССР, 1976, с. 86—92.

104. *Леснов Ф.П., Пинус Г.В., Велинский В.В.* Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующихся с ними габброидов в складчатых областях. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 44—56.

105. *Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И.* Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 214 с.

106. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.

107. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.

108. *Лутц Б.Г., Петерсилье И.А., Каржавин В.К.* Состав газообразных веществ в породах верхней мантии Земли. — ДАН СССР, 1976, 226, № 2, с. 440—443.

109. *Лхасурен Б.* Венд-кембрийские образования бассейна среднего течения р. Эгий-Гол (МНР). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, 55, вып. 1, с. 32—38.

110. *Магницкий В.А., Артюшков Е.В.* Некоторые вопросы динамики Земли. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 487—493.

111. *Малахов И.А.* Термодинамические условия серпентинизации ультраосновных пород. — ДАН СССР, 1971, 200, № 1, с. 212—214.

112. *Маллас Д., Стевенс Р.К.* Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 83—102.

113. *Маракушев А.А.* Влияния температуры на равновесие ортопироксен-клинопироксен и ортопироксен-оливин. — В кн.: Метасоматоз и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, с. 31—52.

114. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Изд-во МГУ, 1975, вып. 2, с. 18—34.

115. *Маркова Н.Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 119 с.

116. *Марковский Б.А., Ланда Э.А.* Ультраосновной вулканизм и некоторые вопросы генезиса гипербазитов. — Сов. геология, 1976, № 1, с. 101—114.

117. *Меляховецкий А.А., Леснов Ф.П.* О гипербазитах Шишхидгольского массива (МНР). — Геология и геофизика, 1976, № 11, с. 144—149.

118. *Меляховецкий А.А., Никитчин П.В.* Новые данные по геологии и петрографии гипербазитов бассейна р. Билин. — В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1974, с. 42—52.

119. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 275 с.

120. *Михайлов Н.П.* Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1962, 80, с. 109—218.

121. *Морковкина В.Ф.* Габбро-перидотитовая формация Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.

122. *Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.Н.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 198 с.

123. *Падалка Г.П.* Змеявиковая зона и месторождение асбеста 62-й Вагранской дачи на Северном Урале. — Тр. ГГРУ, 1932, вып. 50, с. 5—101.

124. *Палей И.П.* Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами. — Геотектоника, 1979, № 4, с. 45—52.

125. *Палей И.П., Журавлева З.А.* Новые данные о строении Керуленской шовной зоны (МНР). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, 3, с. 38—42.

126. *Панина Л.И., Васильев Ю.Р.* Генезис ультраосновных и щелочных пород массива Одихинча (по данным термометрии). — В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975, с. 145—151.

127. *Пейве А.В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.

128. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.

129. *Перчук Л.Л.* Принципы влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 12, с. 3—30.

130. *Перчук Л.Л.* Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов. — ДАН СССР, 1977, 233, № 3, с. 456—459.

131. *Пинус Г.В.* Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. 117 с.

132. *Пинус Г.В.* О взаимоотношении габ-

броидов и гипербазитов в офиолитовых сериях. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 139—143.

133. *Пинус Г.В.* Структурное положение альпинотипных гипербазитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе. — Геология и геофизика, 1976, № 8, с. 3—10.

134. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В.* О времени образования и внедрения альпинотипных гипербазитов в каледонидах Центральной Азии. — Геология и геофизика, 1978, № 11, с. 3—6.

135. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В.* Положение альпинотипных гипербазитов в разрезе верхней мантии. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 117—130.

136. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Зайцев Н.С., Баярхуу Ж.* Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии. Новосибирск: Наука, 1981. Вып. 33. 96 с.

137. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Кузнецов П.П., Леснов Ф.П.* Петрология гипербазитов Баянлэгского пояса (Южная Монголия). — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 180—194.

138. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.* Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Геология и геофизика, 1979, № 11, с. 10—20.

139. *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.

140. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П., Баярхуу Ж.* Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 145—155.

141. *Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П.* и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

142. *Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П.* и др. Гипербазитовые пояса Центральной Азии и некоторые общие вопросы петрологии гипербазитов. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 94—106.

143. *Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 210 с.

144. *Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

145. *Пинус Г.В., Стерлигова В.Е.* Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов. — Геология и геофизика, 1973, № 12, с. 109—112.

146. *Речкин А.Н.* Офиолиты Восточного хребта полуострова Шмидта (о. Сахалин). — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 116—130.

147. *Руднева Н.П.* Радиоларии миоценовых отложений Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Ископаемые и современные радиоларии. Л.: Наука, 1979, с. 56—65.

148. *Рукович В.Н.* Дорифейские высокомагнезиальные метабазиты (базальтовые коматиты) на Северо-Востоке СССР. — Бюл. ИГ Якут. фил. СО АН СССР, 1979, с. 10—11.

149. *Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Войкаро-Сынынский массив. — В кн.: Петрология и магматизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977, с. 60—91.

150. *Сатиан М.А.* Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979. 168 с.

151. *Сборщиков И.М., Сохин И.И.* Тектоническая позиция офиолитов Афганистана. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 11, с. 58—68.

152. *Секерин А.П.* Особенности геологического строения, петрология и генезис нефритовых месторождений Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1979. 17 с.

153. *Секерин А.П.* К вопросу об условиях образования нефрита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 90—95.

154. *Синицин В.М.* Заплатейская Гоби: Геол. реконструкция летом 1951. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 167 с.

155. *Соболев В.С.* Значение координационного числа алюминия в силикатах. — Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1947, № 1, с. 16—30.

156. *Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы: (13-е Чтения им. В.Н. Вернадского). М.: Наука, 1973. 34 с.

157. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.

158. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и верхняя мантия. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 103—111.

159. *Суетенко О.Д.* Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии. — В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970, с. 64—84.

160. *Суетенко О.Д.* Тектоника палеозоид Юго-Восточной Монголии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1970. 29 с.

161. *Суетенко О.Д.* Строение герцинского эвгеосинклинального прогиба в Юго-Восточной Монголии. — Геотектоника, 1973, № 3, с. 102—115.

162. *Сутурин А.Н.* Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 140 с.

163. *Тайер Т.П.* Некоторые аспекты структурного положения серий параллельных двек в офиолитовых комплексах. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 32—45.

164. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 277 с.

165. Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1500000/Под ред. А.Л. Яншина, 1980.

166. *Тихонов В.И.* Баянхонгорская зона разломов. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с. 31—40.

167. *Тихонов В.И.* Разломы Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 34—41.

168. *Трегер В.Е.* Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1968. 200 с.

169. *Урбах В.Ю.* Биометрические методы. М.: Наука, 1964. 412 с.

170. *Феноменов А.Н., Чернов В.Г.* Контакт-

товый метаморфизм вмещающих пород Логарского альпийского ультрамафитного интрузива (Афганистан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 85—95.

171. Филиппова И.Б., Суетенко О.Д., Волчек И.И., Матросов П.С. Силурийская система Южной Монголии. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973, т. 1, с. 115—120.

172. Фомин А.Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1979. 226 с.

173. Фомин А.Б., Кравченко Г.Л., Литвин А.Л. Оливины ультрамафитов Украинского щита: Парагенетические типы и особенности химизма. — Микерал. журн., 1980, 2, № 1, с. 78—90.

174. Хасин Р.А., Ёрзэковский Ю.А., Луевсанзан Б. дзэбанский гипербазитовый ком. экс. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973, т. 2, с. 23—33.

175. Хасин Р.А., Храпов А.А. Новые гипербазитовые пояса южной Монголии. — ДАН СССР, 1965, 165, № 4, с. 907—910.

176. Храпов А.А. Нижнекарбонные отложения Северной Гоби. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966, с. 23—30.

177. Цумбалист В.Г., Мельникова Р.Д., Андросова Н.В. и др. Определение благородных металлов в природных материалах методом беспламенной атомно-абсорбционной спектроскопии. — В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 78—94.

178. Шихалибеги Э.Ш., Азадалиев Д.А., Аллавердиев Г.И., Аллавердиев Ш.И. О вулканоплутонической ассоциации спилито-диабазовой и ультрабазитовой формаций Малого Кавказа. — В кн.: Тез. докл. Вулканол. совещ. Тбилиси, 1980, с. 44—45.

179. Штейнберг Д.С., Богатиков О.А., Бородавская М.Б. и др. Проблема магматических формаций. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 75—93.

180. Штейнберг Д.С., Золов К.К., Булыкин Л.Д. и др. Проблемы гипербазитов Урала в связи с его глубинным строением. — В кн.: Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1980, с. 3—21.

181. Штейнберг Д.С., Соболев И.Д., Пронин В.А., Папулов Г.Н. Основные итоги и задачи петрологического изучения Урала. — В кн.: Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1980, с. 3—21.

182. Ээнжин Г. К вопросу о покровной структуре хребта Дзолен (МНР). — Геотектоника, 1978, № 1, с. 88—93.

183. Arai S. Chromian spinel lamellae in olivine from the Jwanal-Dake peridotite mass, Hokkaido Japan. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, 39, N 2, p. 267—273.

184. Arndt N.T., Naldrett A.T., Pyke D.R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lava of Munro Township, Northeast Ontario. — J. Petrol., 1977, 18, N 2, p. 319—398.

185. Bell J.M., Clarn E. de C., Marshall P. The geology of the Dun Mountain Subdivision, Nelson. — N.Z. Geol. Surv. Bull., N.S., 1911, 12.

186. Bernatowicz T.J., Goettel K.A., Hohenberg C.M., Podosek F.A. Anomalous nodule gases

in josephinite and associated rocks. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, 43, N 3, p. 368—384.

187. Boyd F.R. Garnet peridotites and the system $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$. — Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1970, 3, p. 63—75.

188. Boyd F.R., England J.L. Effect of pressure on the melting at enstatite. — Carnegie Inst. Wash. Year-Book, 1963, 62, p. 118—119.

189. Boyd F.R., Nixon P.H. Structure of the upper mantle beneath Lesotho. — Carnegie Inst. Wash. Year-Book, 1973, 72, p. 431—445.

190. Brooks C., Hart S. An extrusive basaltic komatiite from a Canadian Archean metavolcanic belt. — Canad. J. Earth Sci., 1972, 9, N 10, p. 1250—1253.

191. Coleman R.G. New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. — N.Z. Geol. Surv. Bull., N.S., 1966, 76, p. 102.

192. Cooleen J.J.M. Chemical petrology of the Furua granulite complex, Southern Tanzania. — GUA Pap. Geol., 1980, 1, N 13, p. 258.

193. Cortesogno L., Galbiati B., Principi G. Le breccie serpentinitiche giurassiche della Liguria Orientale. — Arch. Sci., 1980, 33, N 2/3, p. 185—200.

194. Davis B.T.C., Boyd F.R. The join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6$ at 30 kb pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. — J. Geophys. Res., 1966, 71, N 14, p. 3567—3576.

195. Davis B.T.C., England J.L. The melting at forsterite up to 50 kb. — J. Geophys. Res., 1964, 69, N 6, p. 1113—1116.

196. Gade G.H. Paleozoic basaltic komatiite and ocean-floor type basalt from northeastern Newfoundland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, 1, N 18, p. 22—28.

197. Grange L.I. On the "Rodingite" of Nelson. — Trans. N.Z. Inst., 1927, 58, N 1/2, p. 160—166.

198. Hsü K. Paleooceanography of the mesozoic Alpine Tethys. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1976, 170, p. 61—67.

199. Jackson E.D. Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the stillwater complex. — Econ. Geol., 1969, 4, p. 81—89.

200. Jackson E.D., Green H.W., Moors E.M. The Vourinos ophiolite, Greece: cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, 86, p. 390—398.

201. Jacoby W.R. Gravitational instability and plate tectonics. — In: Gravity and tectonics. N.Y., 1973, p. 17—33.

202. Kretz R. Some applications of thermodynamics to coexisting minerals, examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. — J. Geol., 1961, 69, N 4, p. 361—387.

203. Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. — J. Geol., 1963, 71, N 6, p. 773—785.

204. Leaming S.F. Jade in Canada. — Geol. Surv. Canad. Pap., 1978, 19, p. 59.

205. Lion J.G. Stability relations of andradite-quartz in the system Ca-Fe-Si-O-H . — Amer. Miner., 1974, 59, p. 1016—1025.

206. MacGregor J.D. The system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. — Amer. Miner., 1974, 59, p. 110—119.

207. Marcous J., Ricou Luc E. Classification des ophiolites et radiolarites alpino-méditerranéennes d'après leur contexte paléogéographique et struc-

tural: Implications sur leur signification géodynamique. — Bull. Soc. Geol. France, 1979, 21, N 5, p. 643–652.

208. *Moore E.M.* Geotectonic significance of ultramafic rocks. — Earth-Sci. Revs., 1973, 9, N 3, p. 241–258.

209. *Mysen B.O.* Melting in hydrous mantle phase relations of mantle peridotites with controlled water and oxygen fugacities. — Carnegie Inst. Wash. Year-Book., 1973, 72, p. 467–477.

210. *Nisbet E.G., Bickle M.J., Martin A.* The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe belts, Rhodesia. — J. Petrol., 1977, 18, N 4, p. 521–566.

211. *O'Hara M.J.* Mineral paragenesis in ultrabasic rocks. — In: Ultramafic and related rocks. 1967, vol. 7, p. 393–402.

212. *Pamić J.J.* Alpine-type gabbros within the Krivaja-Konjuh ultramafic massif in the ophiolite zone of the Dinarides Jugoslavia. — Tscherma'sk. miner. und petrogr. Mitt., 1974, 21, 3/4, S. 261–279.

213. *Pamić J., Adib D.* Interpretation comme rodingites des skarns décrits dans le massif ultramafique de Neyriz (Zagros suboriental, Iran). — C. r. Acad. sci., 1980, 291, N 4, p. 363–366.

214. *Ramberg H., De Vore G.* The distribution of Fe^{2+} and Mg^{2+} in coexisting olivines and pyroxenes. — J. Geol., 1951, 59, N 3, p. 193–210.

215. *Reinhard B.M.* On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1969, 4, S. 1–30.

216. *Ringwood A.E.* Melting relationships in Ni-Mg olivines and some geochemical implications. — Geochim. et cosmochim. acta, 1956, 10, p. 296.

217. *Roedder P.L., Emslie R.F.* Olivine-liquid equilibrium. — Contribs Miner. and Petrol., 1970, 29, N 4, p. 257–289.

218. *Santon R.L., Bell J.G.* Volcanic and associated rocks of New Georgia Group, British Solomon Island Protectorate. — Overseas Geol. and Miner. Resour., 1969, 10, p. 113–145.

219. *Schairer J.F., Boyd F.R.* Pyroxenes: the join $MgSiO_3$ - $CaMgSi_2O_6$. — Carnegie Inst. Wash. Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1957, p. 223.

220. *Schwarz E.J., Fujiwara Y.* Komatiitic

basalt from the Proterozoic Cape Smith Range in northern Quebec, Canada. — Geol. Assoc. Canada, 1977, 16, p. 193–201.

221. *Serri G.* The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, 52, N 1, p. 203–212.

222. *Simonian R.O., Gass J.G.* Aracapas fault belt Cyprus: a fossil-transform fault. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 89, p. 1220–1230.

223. *Steinmann G.* Geologischen Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schwarzdtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabstände und ophiolitischen Massengeschiebe. — Freiberg. naturforsch. Ges. Ber. H, 1906, 16, S. 00.

224. *Strong D.F., Stivens R.K.* Possible thermal explanation of contrasting Archean and Paleozoic geological regimes. — Nature, 1974, 249, p. 545–546.

225. *Tinkler C., Wagner J.J., Deloye M., Selenk H.* Tectonic history of the Hatav ophiolites (South Turkey) and their relation with the Dead Sea Rift. — Tectonophysics, 1981, 72, 1/2, p. 23–41.

226. *Trommsdorff V., Evans B.W.* Alpine metamorphism of Peridotitic Rocks. — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1974, 54, 2/3, S. 333–353.

227. *Vilgoen M.G., Vilgoen R.P.* The geology and geochemistry of the lowes ultramafic unit of the Onwerwacht group and a proposed new class of igneous rocks. — Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa, 1969, 2, p. 55–86.

228. *Vilgoen M.G., Vilgoen R.P.* Archean volcanicity and continental evolution in Barberian region. — In: African magmatism and tectonics. Edinburgh, 1970.

229. *Wood B.J.* An olivine-clinopyroxene geothermometer. — Contribs Miner. and Petrol., 1976, 56, N 3, p. 297–303.

230. *Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. — Contribs Miner. and Petrol., 1973, 42, p. 109–124.

231. *Zelt G.A.D.* Granulite-facies metamorphism in Namaqualand, South Africa. — Precambrian Res., 1980, 13, 2/3, p. 253–274.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава I	
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛИИ	7
Глава II	
ПОЛОЖЕНИЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ МОНГОЛИИ	9
Альпинотипные гипербазиты в каледонских складчатых структурах	9
Дзабханский гипербазитовый пояс	10
Толбонурский гипербазитовый пояс	17
Баянхонгорский гипербазитовый пояс	20
Прихусугульско-Сангиленский гипербазитовый пояс	20
Прихусугульский гипербазитовый пояс	21
Керуленский гипербазитовый пояс	27
Альпинотипные гипербазиты в герцинских складчатых структурах	33
Баянлэгский гипербазитовый пояс	34
Гобийский гипербазитовый пояс	34
Глава III	
ПЕТРОГРАФИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ	42
Дуниты	43
Гарцбургиты	49
Лерцолиты	50
Верлиты	51
Пироксениты	52
Серпентиниты	54
Тремолититы	57
Нефриты	59
Родингиты	61
Коры выветривания гипербазитов	64
Листвениты	66
Хромитовые руды	68
Глава IV	
МИНЕРАЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ	70
Парагенетические типы оливинов	71
Оливин дунитов	71
Оливин гарцбургитов	72
Оливин лерцолитов	74
Оливин верлитов	75
Оливин вторичных дунитов	76
Парагенетические типы ортопироксенов	79
Ортопироксен гарцбургитов	79
Ортопироксен лерцолитов	80
Ортопироксен пироксенитов	82
Парагенетические типы клинопироксенов	86
Клинопироксен лерцолитов	87
Клинопироксен верлитов	88
Клинопироксен вебстеритов	89
Клинопироксен диопсидитов	89
Клинопироксен родингитов	91
Парагенетические типы хромшпинелидов	96
Хромшпинелиды дунитов	97
Хромшпинелиды гарцбургитов	97
Хромшпинелиды лерцолитов	98
Хромшпинелиды пироксенитов	100
Хромшпинелиды рудные	101
Сосуществующие минералы и оценки температур кристаллизации	106

Оливин — хромшпинелид	106
Ортопироксен — хромшпинелид	109
Клинопироксен — хромшпинелид	111
Оливин — ортопироксен	112
Оливин — клинопироксен	115
Ортопироксен — клинопироксен	117
Глава V	
НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ И ДРУ- ГИХ ПОРОД ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ МОНГОЛИИ	124
Глава VI	
ПОРОДЫ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ГИПЕРБАЗИТОВЫМИ МАССИВАМИ	131
Габброиды	131
Породы переходных зон (полосчатый комплекс)	139
Вулканыты	151
Вулканыты каледонских офиолитовых ассоциаций	152
Вулканыты среднепалеозойских офиолитовых ассоциаций	165
Дайковые породы	167
Плагииграниты	170
Осадочные отложения	172
Глава VII	
НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ И ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ	173
Об условиях формирования и механизме внедрения альпинотипных гипербазитовых массивов	173
О времени образования и внедрения альпинотипных гипербазитов	179
Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования	182
ЛИТЕРАТУРА	188

ГАРЧИГ

ОРШИЛ	5
Бүлэг I	
МОНГОЛЫН ТЕКТНИК СТРУКТУРУУДЫН УНДСЭН ШИНЖУУД	7
Бүлэг II	
МОНГОЛЫН ЯНЗ БУРИЙН НАСНЫ ТЕКТНИК СТРУКТУРУУД ДАХЬ АЛЬПИЙН ТӨР- ЛИЙН ГИПЕРБАЗИТУУДЫН БАЙРЛАЛ	9
Каледоны атриат структурууд дахь альпийн төрлийн гипербазитууд	9
Завханы гипербазитын бус	10
Толбонуурын гипербазитын бус	17
Баянхонгорын гипербазитын бус	20
Ховсгол орчмын ба Сангиланы гипербазитын бус	20
Ховсгол орчмын гипербазитын бус	21
Хэрлэнгийн гипербазитын бус	27
Герцины атриат структурууд дахь альпийн төрлийн гипербазитууд	33
Баянлэгийн гипербазитын бус	34
Говийн гипербазитын бус	34
Бүлэг III	
ГИПЕРБАЗИТУУДЫН ПЕТРОГРАФИ	42
Дунитууд	43
Гарцбургитууд	49
Лерцолитууд	50
Верлитууд	51
Пироксенитууд	52
Серпентинитууд	54
Термолититууд	57
Нефритууд	59
Родингитууд	61
Гипербазитууд дахь огоршлийн царцдасууд	64
Лиственитууд	66
Хромитын хүдрүүд	68
Бүлэг IV	
ГИПЕРБАЗИТУУДЫН МИНЕРАЛОГИ	70
Оливины парагенетик торлууд	71
Дунитуудын оливин	71
Гарцбургитуудын оливин	72
Лерцолитуудын оливин	74
Верлитуудын оливин	75
Хоёрдогч дунитуудын оливин	76
Ромб пироксенуудын парагенетик торлууд	79
Гарцбургитуудын ромбо пироксен	79
Лерцолитуудын ромбо пироксен	80
Пироксенитуудын ромбо пироксен	82
Клинопироксенуудын парагенетик торлууд	86
Лерцолитуудын клинопироксен	87
Верлитуудын клинопироксен	88
Вебстеритуудын клинопироксен	89
Диопсидитуудын клинопироксен	89
Родингитуудын клинопироксен	91
Хромшпинелидуудын парагенетик торлууд	96
Дунитуудын хромшпинелидууд	97
Гарцбургитуудын хромшпинелидууд	97
Лерцолитуудын хромшпинелидууд	98

Пироксенитуудын хромшпинелидууд	100
Худрийн хромшпинелидууд	101
Оршиж буй эрдсүүд ба кристаллжилтийн температурын үнэлгээ	106
Оливин-хромшпинелид	106
Ортопироксен-хромшпинелид	109
Клинопироксен-хромшпинелид	111
Оливин-ортопироксен	112
Оливин-клинопироксен	115
Ортопироксен-клинопироксен	117
Бүлэг V	
МОНГОЛЫН ОФИОЛИТ ХЭВШЛИЙН АЛЬПИЙН ТОРЛИЙН ГИПЕРБАЗИТУУД БА БУСАД ЧУЛУУЛГУУДЫН ГЕОХИМИЙН ТАЛААРХИ ЗАРИМ НЭГ ОЙЛГОЛТУУД	124
Бүлэг VI	
ГИПЕРБАЗИТЫН МАССИВУУДАЙ ХОЛБООС ҮҮСГЭЖ БҮЙ ЧУЛУУЛГУУД	131
Габброидууд	131
Завсрын бүсийн чулуулгууд (үеллэг комплекс)	139
Вулканы чулуулгууд	151
Каледоны офиолит хэвшлийн вулканы чулуулгууд	152
Дунд палеозойн-офиолит хэвшлийн вулканы чулуулгууд	165
Дэл судлууд	167
Плагиоборжингууд	170
Тунамал хүрдсүүд	172
Бүлэг VII	
ОФИОЛИТ ХЭВШЛУУД БА АЛЬПИЙН ТӨРЛИЙН ГИПЕРБАЗИТУУДЫН ПЕТРОЛОГИЙН ТАЛААРХ ЗАРИМ НЭГ ЕРӨНХИЙ АСУУДЛУУД	173
Альпийн төрлийн гипербазитын массивуудын үүссэн болоод механизмын тухай	173
Альпийн төрлийн гипербазитүүдийн үүссэн цал хугацааны тухай	179
Монголын офиолит хэвшлүүдийн бүтэц, тэдгээрийн үүссэн байж болох механизм	182
ХОЛБОГДОХ НОМ, ЗОХИОЛУУД	188

CONTENTS

INTRODUCTION

Chapter I

THE PRINCIPAL FEATURES OF TECTONIC STRUCTURES OF MONGOLIA	7
---	---

Chapter II

ALPINOTYPE ULTRAMAFIC ROCKS POSITION IN DIFFERENT AGESSTRUCTURES OF MONGOLIA	9
Alpinotype ultramafic rocks of Caledonian folded structures	9
Dzabkhan ultramafic belt	10
Tolbonur ultramafic belt	17
Bayankhogor ultramafic belt	20
Near Hubsugul-Sangilen ultramafic belt	20
Near Hubsugul ultramafic belt	21
Kerulen ultramafic belt	27
Alpinotype ultramafic rocks of Hercynian folded structures	33
Bayanleg ultramafic belt	34
Gobian ultramafic belt	34

Chapter III

ULTRAMAFIC ROCKS PETROGRAPHY	42
Dunites	43
Harzburgites	49
Lerzolites	50
Verlites	51
Pyroxenites	52
Serpentinites	54
Tremolitites	57
Jades	59
Rodingites	61
Ultramafic rocks weathering rinds	64
Listwanites	66
Chromic ore	68

Chapter IV

ULTRAMAFIC ROCKS MINERALOGY	70
Paragenetic types of olivines	71
Dunites olivir	71
Harzburgites olivine	72
Lerzolites olivine	74
Verlites olivine	75
Secondary dunites olivine	76
Paragenetic types of orthopyroxenes	79
Harzburgites orthopyroxene	79
Lerzolites orthopyroxene	80
Pyroxenites orthopyroxene	82
Paragenetic typex of clinopyroxenes	86
Lerlites clinopyroxene	87
Verlites clinopyroxene	88
Websterites clinopyroxene	89
Diopsidites clinopyroxene	89
Rodingites clinopyroxene	91
Paragenetic types of chromspinelldes	96
Dunites chromspinelldes	97
Harzburgites chromspinelldes	97
Lerzolites chromspinelldes	98
Pyroxenites chromspinelldes	100
Ore chromspinelldes	101
Coexisting minerals and crystallization temperatures estimation	106
Chromspinelldes-olivine	106

Chromspinellide-orthopyroxene	109
Chromspinellide-clinopyroxene	111
Orthopyroxene-olivine	112
Clinopyroxene-olivine	115
Clinopyroxene-orthopyroxene	117
Chapter V	
SOME ASPECTS OF ALPINOTYPE ULTRAMAFIC ROCKS AND OTHER ROCKS GEOCHEMISTRY OF OPHIOLITE ASSOCIATIONS OF MONGOLIA	124
Chapter VI	
THE ROCKS, ASSOCIATED WITH ULTRAMAFIC MASSIFS.	131
Gabbroids	131
The rocks of transitional zones (banded complex)	139
Volcanites	151
Volcanites of Caledonian ophiolite associations	152
Middle Paleozoic ophiolite associations volcanites	165
Dike rocks	167
Plagiogranites	170
Sedimentary deposits	172
Chapter VII	
SOME GENERAL PROBLEMS OF ALPINOTYPE ULTRAMAFIC ROCKS AND OPHIOLITE ASSOCIATIONS PETROLOGY	173
On the formation conditions and the mechanism of implacement of alpinotype ultramafic massifs	173
To the origin and implacement of alpinotype ultramafic rocks period	179
Ophiolite associations of Mongolia structure and it possible means of formation	182
BIBLIOGRAPHY	188

Георгий Владимирович П и н у с, Леонид Васильевич А г а ф о н о в,
Феликс Петрович Л е с н о в

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ МОНГОЛИИ

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор *А.И. Жилина*. Редактор издательства *Т.Б. Гришина*
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технические редакторы *Г.П. Каренина, Г.И. Астахова*. Корректор *Е.Н. Сафронникова*

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27698

Подписано к печати 19.01.84. Т-00228. Формат 70x100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл. печ.л. 16,3. Усл.кр.-отт. 16,6. Уч.-изд.л. 20,4
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1045. Цена Зр. 10к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Зр. 10 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»