



В. В. КЕПЕЖИНСКАС

КАЙНОЗОЙСКИЕ
ЩЕЛОЧНЫЕ
БАЗАЛЬТОИДЫ
МОНГОЛИИ
И ИХ ГЛУБИННЫЕ
ВКЛЮЧЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХОДОЛМОРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХУРЭЭЛЭН

СИБИРИЙН САЛБАРЫН

ГЕОЛОГИЙН БА ГЕОФИЗИЙН ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL INSTITUTE
OF THE SIBERIAN BRANCH

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL
INSTITUTE



В. В. КЕПЕЖИНСКАС

МОНГОЛ ОРНЫ
ШУЛТЛЭГ
БАЗАЛЬТОИД
БА ТУУНИЙ
ДОТОРХИ
ГУНИЙ ШИГТГЭЭ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 25

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

Н.С. Зайцев, БНМАУ-ын, ШУА-ийн сурвалжлагч-гишуун *Б. Лувсанданзан*,
академич *В.В. Меннер*, *В.Г. Гербова*, академич *А.В. Пейве*,
ЗСБНХУ-ий ШУА-ийн сурвалжлагч-гишуун *П.П. Тимофеев*,
О. Томуртогоо, академич *А.Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ
ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч-гишуун
И.В. Лучицкий

1979

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
МОСКВА

В. В. КЕПЕЖИНСКАС

КАЙНОЗОЙСКИЕ
ЩЕЛОЧНЫЕ
БАЗАЛЬТОИДЫ
МОНГОЛИИ
И ИХ ГЛУБИННЫЕ
ВКЛЮЧЕНИЯ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 25

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н.С. Зайцев, член-корреспондент АН МНР *Б. Лувсанданзан*,
академик *В.В. Меннер*, *В.Г. Гербова*, академик *А.В. Пейве*,
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,
О. Томуртогоо, академик *А.Л. Яншин*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР

И.В. Лучицкий

1979

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА

V.V. KEPEZHINSKAS

CENOZOIC ALKALINE BASALTOIDS
OF MONGOLIA AND RELATED DEEP INCLUSIONS

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 25

Editorial board:

N.S. Zaitsev, Corresponding Member of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandansan*,
Academician *V.V. Menner*, *V.G. Gerbova*, Academician *A.V. Peive*, Corresponding Member of the USSR
Academy of Sciences *P.P. Timofeev*, *O. Tomurtogoo*, Academician *A.L. Yanshin*

Responsible editor

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences

I.V. Luchitsky

Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. Ке п е -
ж и н с к а с В.В. М.: Наука, 1979 г.

Работа является первой сводкой по петрологии продуктов кайнозойского вул-
канизма Монголии, в которой изложены результаты комплексного изучения вме-
щающих базальтоидов, мегакристов высокого давления и глубинных ксенолитов.
Она содержит петрохимическую, редкоэлементную и минералогическую характе-
ристики вулканических и мантийных пород. На этой основе рассмотрены пробле-
мы происхождения щелочно-базальтоидных магм и реконструированы разрезы
основания коры и верхней мантии в складчатых сооружениях Центральной Азии.

Табл. 42. + Прилож. I и II. Ил. 93. Библиогр. 290 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование глубинных ксенолитов в щелочных базальтоидах является одной из наиболее актуальных проблем современной геологии, так как с ней связано решение важнейших вопросов состава и строения земной коры и мантии, первостепенное значение изучения которых подчеркнуто в текущем пятилетнем плане развития народного хозяйства СССР.

Наряду с геофизическими данными фрагменты глубинного вещества, вынесенные на поверхность в процессе вулканических извержений, являются практически единственным непосредственным источником точной информации о составе глубинных недр Земли. Этим определяется значение петрологических исследований ксеногенного материала базальтовых вулканов – своеобразных скважин, распространенных более широко, чем кимберлитовые аппараты, и “пробуривающих” не только платформенный фундамент, но и основание многих складчатых областей.

Вместе с тем приобретает значение и изучение самих вулканических пород, вмещающих глубинные ксенолиты, в первую очередь генетический аспект этих исследований. Комплексное петрологическое изучение отторженцев мантийного вещества и пород, происхождение которых тесно связано с превращениями этого вещества при высоких температурах и давлениях, является необходимым условием познания геологической сущности процессов, происходящих в основании коры и в мантии, недоступных прямым наблюдениям.

Результаты изучения базальтоидов и глубинных включений имеют непосредственное отношение к решению фундаментальных проблем петрологии, связанных с образованием щелочно-базальтоидных магм и происхождением серий вулканических пород, в частности с генезисом глубинных включений и мегакристов высокого давления. Они представляют большой интерес для тектонических реконструкций и для решения многих других задач, имеющих научное и практическое значение.

Главная цель работы состояла в получении по возможности наиболее полной характеристики вещественного состава базальтоидов и их глубинных включений с тем, чтобы на этой основе подойти к решению проблемы происхождения щелочно-базальтоидных магм и реконструкции глубинного разреза складчатых сооружений принципиально различных типов для одной из наименее изученных континентальных вулканических провинций. Поскольку для Монголии данная работа является одним из первых опытов комплексного геолого-петрологического изучения вулканических и мантийных пород, в процессе его осуществления решались следующие основные задачи.

1. Установление последовательности и состава вулканических извержений, выявление закономерностей эволюции вулканизма в кайнозой и сравнительный петрохимический анализ изученных базальтоидов с соответствующими породами континентальных и океанических ассоциаций.
2. Определение состава и условий образования мономинеральных включений в базальтоидах, а также их роли в генезисе щелочно-базальтоидных магм.
3. Выяснение химизма и фациальной принадлежности глубинных ксенолитов, определение $P-T$ условий изученных минеральных равновесий по расчетным и экспериментальным данным и на этой основе реконструкция состава низов коры и верхней мантии в складчатых областях различных типов.

4. Изучение условий образования и типов дифференциации щелочно-базальтоидных магм, а также выяснение происхождения разнообразных пород щелочно-базальтоидных ассоциаций.

Предлагаемая читателю работа представляет первую сводку по петрологии продуктов кайнозойского вулканизма в центре Азиатского материка и по существу является одним из первых опытов комплексного петрологического изучения вмещающих базальтов, мегакристов высокого давления и глубинных ксенолитов.

На этой основе впервые установлено разнообразие состава кайнозойских базальтоидов, выделены определенные ассоциации вулканических пород и дана их петрохимическая и редкоэлементная характеристика. Обнаружены включения разнообразных барофильных минералов в базальтоидах, доказана их родственная вмещающим базальтам природа и обоснована их роль в процессах высокобарической кристаллизации щелочно-базальтоидных расплавов. Рассмотрена модель глубинного фракционирования мегакристов высокого давления как одного из возможных механизмов внутримантийной дифференциации щелочно-базальтоидных магм. Выявлено значительное разнообразие глубинных ксенолитов и их минеральных парагенезисов в щелочных базальтоидах Монголии, установлены различия в составе однотипных минеральных парагенезисов, зависящие в основном от вариаций $P-T$ условий. На основе фациального анализа глубинных ксенолитов и оценок $P-T$ параметров их образования реконструированы глубинные разрезы в складчатых областях различных типов. Установлено, что состав основания коры и верхней мантии складчатых областей, возникших на коре континентального типа, обнаруживает значительную близость к составу фундамента древних платформ. Выделены два типа дифференциации при формировании серий вулканических пород, определены условия образования щелочно-базальтоидных магм калиевого и натриевого профилей и намечены направления их глубинной магматической эволюции.

Фактическую основу работы составляют результаты многолетних личных исследований кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии и их глубинных включений. Они проводились в рамках деятельности совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, возглавляемой А.Л. Яншиным и Н.С. Зайцевым. В монографии используются химико-аналитические и экспериментальные данные по базальтам, мегакристам и глубинным ксенолитам различных провинций мира. Оригинальный фактический материал включает свыше 300 химических анализов пород, около 300 химических и рентгеноспектральных анализов минералов и определение 11 редких элементов в 150 минералах и породах.

Результаты изучения кайнозойских базальтов и глубинных включений Монголии имеют непосредственное прикладное значение для прогнозной металлогенической оценки соответствующих вулканических областей и выяснения перспективы практического использования определенных типов базальтов и их включений.

Работа выполнена в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Автор глубоко благодарен за помощь и постоянное внимание член-корреспонденту АН СССР И.В. Лучишкому, в лаборатории которого велись эти исследования. Ценные консультации на разных этапах работы были даны академиками Ю.А. Кузнецовым и В.С. Соболевым, профессором Н.Л. Добрецовым и доктором геолого-минералогических наук К.Б. Кепежинским. Разработка отдельных вопросов обсуждалась с А.Ф. Белоусовым, В.В. Велинским, В.С. Гладких, Е.В. Девяткиным, В.А. Кутюлиным, А.С. Павленко, Л.Л. Перчуком, В.В. Хлестовым, В.Н. Шаповым.

Определения порообразующих элементов в породах и минералах выполнены в ИГиГ СО АН СССР Ю.Г. Лаврентьевым и Л.В. Усовой на рентгеноспектральном анализаторе и Л.С. Зоркиной в химико-аналитической лаборатории на квантометре под руководством Н.В. Анаутова. Рентгеноструктурный анализ калинагровых полевых шпатов проведен в ИГиГ СО АН СССР Л.Г. Кривоулицкой под руководством Д.Н. Архипенко. Определения содержаний редких элементов

выполнены в ГЕОХИ АН СССР, ИМГРЭ (Москва) и Институте геохимии СО АН СССР (Иркутск). В Институте геохимии определения содержаний в полевых шпатах щелочных элементов производились Л.И.Черной методом фотометрии пламени, остальных элементов – количественным спектральным методом Л.Л.Петровым (бериллий), С.К.Ярошенко (барий, стронций) и А.И.Кузнецовым (свинец, таллий, олово). Содержания редких элементов в глубинных ксенолитах установлены в Институте геохимии СО АН СССР и ГЕОХИ АН СССР.

Определения редких элементов в базальтоидах выполнены в спектральной лаборатории ИМГРЭ. Zr, Hf, Nb, Ta, Sc, Be установлены эмиссионным анализом на ДФС-8. Чувствительность метода ($n \cdot 10^{-4}\%$): Nb – 5; Zr – 6; Hf – 3; Sc – 1; Be – 1; Ta – 39. Коэффициент вариации метода в зависимости от концентрации определяемых элементов – 10–25%. Аналитик С.И.Неволина. Определение Li, Rb, Cs проводилось методом фотометрии пламени. Чувствительность метода $1 \cdot 10^{-14}\%$, точность $\pm 20\%$. Аналитик С.А.Рагозинский. Групповое определение Cu, Zn, Ni, Co производилось атомно-абсорбционным методом. Чувствительность ($n \cdot 10^{-4}\%$): Cu – 10; Zn – 5; Ni и Co – 30. Точность $\pm 20\%$. Аналитик Л.П.Гульба.

Всем перечисленным товарищам и руководству Советско-Монгольской экспедиции автор выражает искреннюю благодарность.

**ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ
НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД**

Аб	- альбит	Мс	- муассанит
Акц	- акцессорные	МП	- моноклинный пироксен
Амф	- амфибол	Ол	- оливин
Ан	- анортит	Орт	- ортоклаз
Би	- биотит	Пл	- плагиоклаз
Вб	- вебстерит	Пш	- полевоый шпат
Вр	- верит	РП	- ромбический пироксен
Гр	- гранат	Рудн	- рудный минерал
ГрЛ	- гранатовый лерцолит	Сан	- санидин
Ди	- дистен	Сил	- силлиманит
Жд	- жадеит	Фл	- флогопит
Ильм	- ильменит	Фо	- форстерит
Ка	- кальсилит	Шп	- шпинель
Кв	- кварц	ШпЛ	- шпинелевый лерцолит
Кл	- клинопироксенит	Эн	- энстатит
Корд	- кордиерит	<i>f</i>	- железистость:
Кпш	- калишпат	$\Sigma Fe / (Fe + Mg)_x$	мол. (ат.) %
		K_d	- коэффициент распределения

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ТИПОВ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Кайнозойская геологическая история Центральной Азии характеризуется широким развитием базальтового вулканизма, в результате которого были сформированы отдельные лавовые поля на значительной территории, включающей Туву, Восточный Саян, Прибайкалье, Монголию, Северный Китай, Куньлунь и Тибет. Эта внутриматериковая область проявления новейшего вулканизма по масштабам сопоставима с Восточно-Африканской континентальной вулканической провинцией. Кайнозойские базальты Монголии уже с конца прошлого столетия привлекают внимание исследователей Центральной Азии. Однако после первых публикаций Д.А. Клементца прошло почти полвека, прежде чем началось более или менее систематическое изучение базальтов Монголии (Арсентьев, 1926; Домбровский, 1927; Окнова, 1940; Желубовский, 1945, 1958; Мурзаев, 1948, 1952; Влодавец, 1950, 1955; Николаева, 1967; Кожевников, 1968; Кожевников и др., 1970; Селиванов, 1972; Девяткин и др., 1973; Маринов, 1967; и др.). В результате этих исследований были намечены контуры основных площадей, охваченных молодым вулканизмом, выделены главные этапы неотектонической активности и заложены основы стратиграфического расчленения продуктов кайнозойской вулканической деятельности.

Базальтовые серии отдельных лавовых полей Центральной Азии резко различаются по химизму, степени дифференцированности, формам проявления и тектоническому положению, хотя для кайнозойского вулканизма всей этой огромной территории отмечаются и определенные общие петрологические и геологические черты (Белов, 1963; Флоренсов, 1965; Флоренсов и др., 1968).

Лавовые поля кайнозойских базальтов Монголии занимают центральное место в Азиатской вулканической провинции. К северу от них расположена молодая вулканическая область Прибайкалья, включающая также нагорья Восточной Тувы и Восточного Саяна, Хамар-Дабана, территорию Западного Забайкалья и Витимское плоскогорье. Восточнее располагается область кайнозойских базальтов в пределах Большого Хингана, где приобрели известность лавы мэргеньских вулканов (окрестности Нуьцзяна), а к югу — обширные неовулканические области на территории Северного Китая, Тибета и Куньлуна.

В целом эта внутриконтинентальная вулканическая провинция в кайнозое характеризовалась своеобразным типом геологического развития, который в самых общих чертах может быть представлен в виде съедового поднятия с изгибанием третичной выровненной поверхности, достигшим максимума в плиоцене, и последующими процессами рифтообразования на разных участках в плиоцен-плейстоценовое время (Павловский, 1948; Флоренсов, 1960).

На фоне этих глубоких преобразований в тектонике и рельефе происходили процессы вулканизма, проявления которого отличаются исключительным разнообразием в пределах Монгольского сектора Центрально-Азиатской провинции. Среди продуктов кайнозойского вулканизма Монголии господствуют породы щелочно-базальтоидного ряда. Большой частью они образуют небольшие по площади разобщенные лавовые поля, группирующиеся в вулканические ареалы, которые различаются петрохимическим типом базальтовых ассоциаций, или же общими особенностями тектонического положения, или тем и другим одновременно.

Возникновение этих вулканических ареалов связано с этапом новейшей (кайнозойской) тектонической активности складчатых сооружений Монголии, которая прервала их только что начавшееся в конце мела – начале палеогена платформенное развитие новым оживлением тектонической активности в олигоцене–миоцене (Девяткин, 1974).

Для целей проведенного в работе анализа состава и строения низов коры и верхней мантии по глубинным ксенолитам в базальтах существенно подчеркнуть, что кайнозойские вулканические ареалы Монголии располагаются в пределах принципиально различных складчатых сооружений. На одной из последних схем тектонического районирования Монголии в этом регионе выделены два главных структурных элемента – Северный и Южный мегаблоки и показано, что они резко различаются историей геологического развития и формирования структур (Зайцев, Зоненшайн, 1974).

Два основных вулканических ареала: Хангайский и Даригангский, в которых обнаружена основная масса глубинных ксенолитов – приурочены соответственно к Северному и Южному тектоническим мегаблокам. В монографическом описании тектоники Монголии (Тектоника МНР, 1974) Северный блок рассматривается как область преимущественно раннекаледонской складчатости которая характеризуется широким развитием терригенных формаций, сиалическим интрузивным магматизмом и сквозным вулканизмом в основном среднего и кислого состава, проявленным не только в геосинклинальную и орогенную стадии, но и в эпохи мезозойской активизации. Здесь имеются и герцинские сооружения, но в отличие от герцинских эвгеосинклиналей Южного мегаблока это главным образом регенерированные герцинские терригенные геосинклинали и наложенные позднепалеозойские–раннемезозойские вулканические прогибы, которые формировались внутри каледонских структур на ранее консолидированном основании.

Считается, что складчатые сооружения Северного мегаблока заложились и развивались на коре континентального типа.

Южный мегаблок сложен герцинскими структурами, которые представляют собой типичные эвгеосинклинали с широким развитием продуктов преимущественно фемического подводного вулканизма, габбро, гипербазитов и глубоко–водных кремнистых осадков. Эти офиолитовые комплексы рассматриваются как остатки океанической коры геологического прошлого, а складчатые сооружения Южной Монголии предполагаются сформированными на коре океанического типа.

Характерно, что не только история предшествующего геосинклинального развития этих двух зон была существенно различной, но и интенсивность процессов новейшей (кайнозойской) тектонической активизации в них, и состав продуктов сопровождавшего ее щелочно–базальтоидного вулканизма оказались неодинаковыми (Девяткин, 1974; Кепежинская, Луцицкий, 1976).

В Северном мегаблоке происходило интенсивное горообразование, в процессе которого было сформировано крупное сводово–блоковое поднятие Хангайского хребта – главного водораздела Центральной Азии. В его пределах возникли разобщенные поля главным образом калиевых щелочных базальтоидов, приуроченные к отдельным грабенам и горстовым выступам Хангайского свода или области его сочленения с расположенной южнее Долиноозерской депрессией.

Южный мегаблок (и Гобийско–Хинганская зона, в частности) был в меньшей степени затронут новейшей тектонической активизацией и характеризовался лишь слабым локальным горообразованием и известным консерватизмом геолого–структурного развития в кайнозое. Однако и здесь этот процесс сопровождался вулканизмом, сформировавшим обширное базальтовое плато Дариганга, слабо выраженное в рельефе Южно–Гобийских равнин. Структурное положение этого вулканического ареала менее ясно. Гигантский базальтовый покров Дариганги перекрывает не только типичные герцинские эвгеосинклинали Южной и Внутренней Монголии, но и расположенную между ними протерозойско–раннекембрийскую Уланульско–Тотошаньскую зону, которая интерпре-

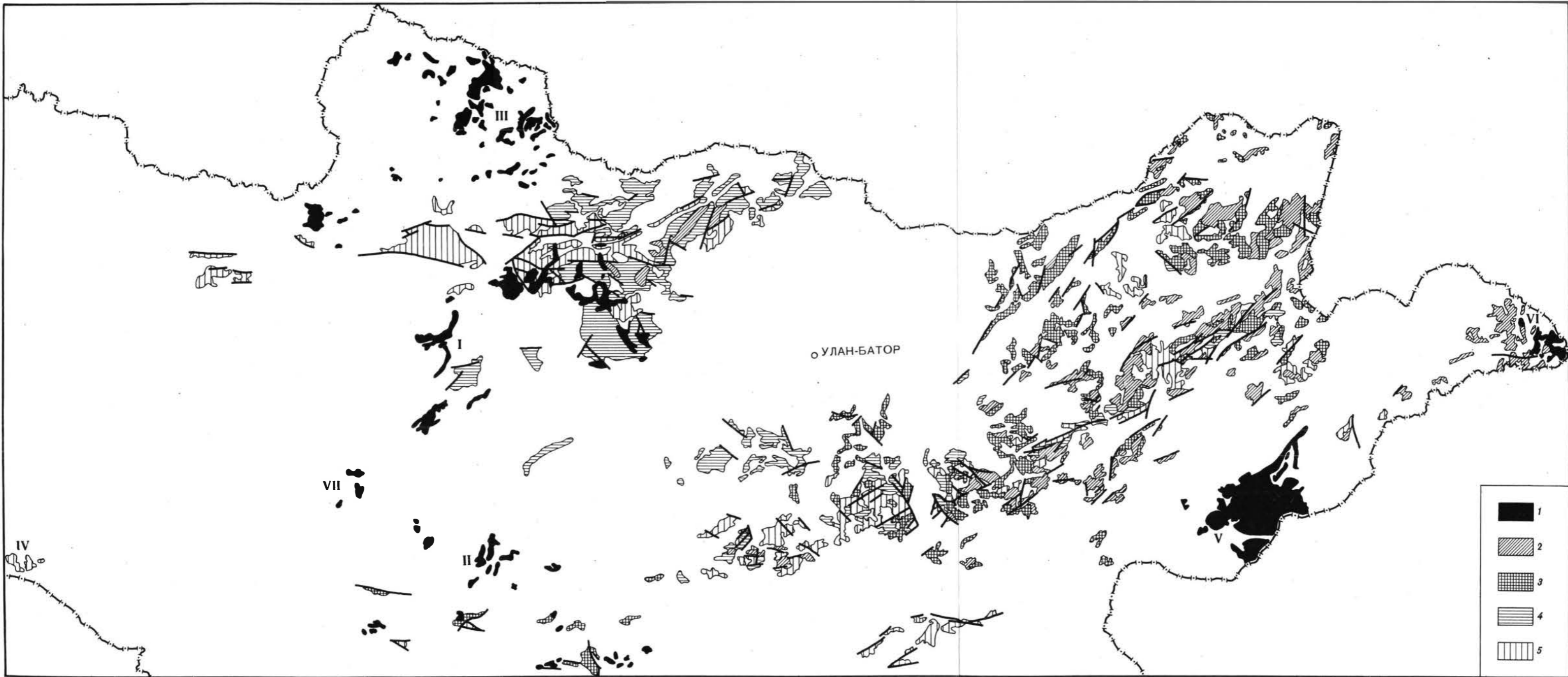


Рис. 1. Схема размещения кайнозойских вулканических пород Монголии. Составлена на основе Геологической карты Монгольской Народной Республики масштаба 1:1 500 000, под редакцией Н.А. Маринова и Р.А. Хасина (1966 г.)

1 - кайнозойские ассоциации щелочных базальтоидов; 2-5 - более древние вулканические пород: 2 - юрские, 3 - меловые, 4 - триасовые, 5 - пермские
 Вулканические ареалы: I - Хангайский, II - Долиноозерский, III - Прихубсугульский, IV - Барун-Хурайский, V - Даригангский, VI - Халхингольский, VII - Дзэбханский

тируется либо как аллохтонно залегающая на эвгеосинклинальных комплексах, либо как реликт "микроконтинента", отторгнутого в среднем палеозое от Северного мегаблока. Однако общая характеристика тектонической позиции базальтового плато Дариганга в пределах Южно-Монгольской складчатой системы, имеющей океаническую природу, остается одинаковой при различных трактовках деталей сложного тектонического строения Гобийско-Хинганской зоны.

Поля кайнозойских базальтоидов в пределах Монголии многочисленны, но, как правило, невелики по размерам, кроме базальтового плато Дариганга в его юго-восточной части. Тем не менее, на схеме размещения вулканических пород Монголии (рис. 1) очерчиваются две главные области, за пределами которых вулканические извержения в кайнозое крайне редки. Одна из них представляет собой меридиональную зону шириной 500-600 км в центральной части Монголии. В ее пределах сосредоточено подавляющее большинство проявлений базальтового вулканизма. Эта зона, ограниченная с запада 97-м меридианом, а с востока - 105-м, протянулась через всю страну от рифтовой впадины оз. Хубсугул и окружающих его хребтов через сводово-глыбовое поднятие Хангайского нагорья и Гобийского Алтая до Южно-Гобийской пустыни. Контуры области распространения кайнозойских базальтов несогласно наложены на складчатые позднепалеозойские сооружения и современные горные системы с разделяющими их впадинами, для которых характерны типичные в этой части Монголии северо-западные простирания, сменяющиеся к востоку широтными. К западу от этой зоны обнаружен пока лишь один небольшой участок базальтоидов на южных отрогах Монгольского Алтая и в Барун-Хурайской котловине, а к востоку - единичные проявления вулканизма в районе Мандал-Гоби и Далан-Дзадагада.

Другая область кайнозойского вулканизма расположена на юге Восточной Монголии и представляет собой один из самых крупных и своеобразных вулканических ареалов Центральной Азии - базальтовое плато Дариганга. В противоположность разобленным и мелким полям Центральной Монголии - это сплошной базальтовый покров площадью около 40 тыс. км². К северо-востоку за пределами плато расположен сравнительно небольшой участок кайнозойских вулканитов в Халхингольском районе по рекам бассейна Нумургин-Гола.

Излияния базальтоидов начались в олигоцене и продолжались в течение неогена и четвертичного периода. Последние единичные акты базальтового вулканизма зафиксированы в Центральной Монголии и на Дариганге в историческое время.

Среди продуктов кайнозойского вулканизма Монголии нами выделены ассоциации: 1) калиевых щелочных базальтоидов; 2) натриевых щелочных базальтоидов; 3) щелочных и толеитовых пород; 4) известково-щелочных базальтов. Базальтоиды этих четырех групп четко различаются особенностями распространения, структурным положением, составом, степенью дифференцированности и характером дифференциального тренда.

АССОЦИАЦИЯ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Породы этой ассоциации встречаются почти исключительно в пределах меридиональной вулканической зоны Центральной Монголии, а также образуют незначительные по площади и объему выходы в Барун-Хурайской котловине. Лавовые поля на севере приурочены к бортам рифтовой структуры кайнозойской впадины оз. Хубсугул. Южнее, в пределах Хангайского хребта, они образуют вершинные покровы (перевал Эгин-Даба), встречаются в приазломных долинах притоков крупной водной артерии северной Монголии - р. Селенги (реки Хануй-Гол, Чулуту и Орхон), а также выполняют грабенообразные структуры типа Тарятской (или Тэрхин-Цаганурской) впадины. На юге основная область их распространения связана с современной депрессией Долины Озер, в пределах которой лавовые поля группируются по периферии в зонах сочленения с Хангайским нагорьем (Предхангайские равнины) и Гобийским Алтаем. Отдельные

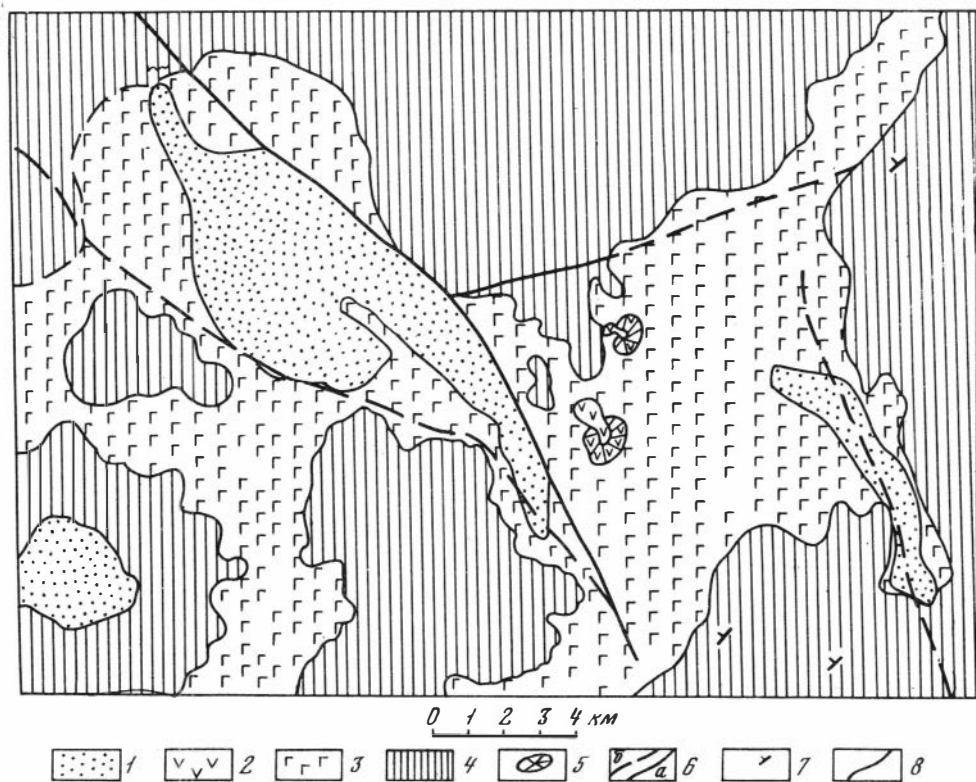


Рис. 2. Особенности расположения базальтоидных покровов и вулканических аппаратов в зависимости от разрывных нарушений в долине р. Хануй-Гол

1 - кайнозойские осадочные породы; 2 - голоценовые базальтоиды; 3 - плейстоценовые базальтоиды; 4 - породы фундамента; 5 - вулканические конусы; 6 - разрывные нарушения: а - установленные; б - отдешифрованные; 7 - элементы залегания; 8 - контуры лавового поля

выходы молодых базальтоидов известны на вершинах Гобийского Алтая. По геоморфологическим данным, палеомагнитным наблюдениям, радиологическим определениям и соотношению с ледниковыми и третичными осадочными отложениями выделяется несколько возрастных генераций базальтоидов, связанных с отдельными эпизодами вулканической деятельности в олигоцене, миоцене, плиоцене, плейстоцене, голоцене (Чичагов, 1970; Селиванов, 1972; Десяткин и др., 1973; Габуния и др., 1975). Возраст базальтов Барун-Хурайской котловины определяется как посленеогеновый (Амантов, 1959; Селиванов, 1972).

Характерно, что наиболее древние третичные базальты сосредоточены главным образом в Долине Озер и Гобийском Алтае, а основная масса четвертичных излияний приурочена к Хангайскому нагорью. Наблюдается, таким образом, омоложение продуктов излияния кайнозойских вулканов с юга на север с приближением к рифтовой зоне. Однако на севере установлены и третичные извержения, а в отдельных вулканических полях (Тарятская впадина) можно наблюдать почти весь разрез кайнозойских базальтов.

Вулканические массивы образованы узкими и протяженными долинными покровами (реки Орхон, Хануй-Гол, Чулуту, рис. 2), а также многочисленными обособленными плато, состоящими из двух-пяти (редко более) потоков небольшой мощности. Исключение составляет Тарятская впадина, где мощность базальтового чехла только плиоценового возраста оценивается в 120-150 м, а с покровами плейстоценового и голоценового возраста достигает более 200 м. В пределах лавовых полей наблюдается большое число вулканических конусов

диаметром от 300–400 до 1000 м и высотой, не превышающей 100–150 м, с широкими и нередко глубокими кратерами, а также дайки–реликты трещинных аппаратов, особенно многочисленные в эрозионных окнах плато–останцов на предхангайских равнинах Долины Озер. Местами в покровных толщах базальтов наблюдается разнообразная по морфологии и составу корневая система базальтовых излияний, прекрасную экспозицию которой являют собой неки, силлы, лакколлиты, штоки и дайки плиоценовых террас р. Чулуту в Тарятской впадине.

Основные типы пород – лавы. Пирокластические образования исключительно редки. Конус Хорог и эруптивный центр Шавырын–Царам в Тарятской впадине являются чуть ли не единственными вулканами, давшими пелловые выбросы, если не считать брекчий в плиоценовой покровной толще, образование которых связано с внедрением пород силло–лакколлитовой системы, а не с пирокластическими эксплозиями. Кроме того, шлаки, лапилли, вулканические бомбы и агглютинативные накопления, как правило, составляют элементы центральных вулканических построек, и прежде всего шлаковых конусов.

Ассоциация калиевых щелочных базальтоидов объединяет группы пород, которые, несмотря на общую черту – повышенную щелочность, обусловленную прежде всего высоким содержанием калия, различаются некоторыми чертами минералогии и химизма. Это группы: лейцитовых базальтоидов, калиевых базальтоидов, а также калиевых трахибазальтов и трахитовых андезитобазальтов.

Лейцитовые базальтоиды включают породы, в которых присутствует лейцит в реальном составе, а в нормативном составе количество фельдшпатоидов превышает 5% и достигает 20–30%. Минеральный состав их представлен магнезиальным оливином, титан–авгитом или авгитом, лейцитом, лабрадором, андезином, интерстиционным щелочным полевым шпатом, анальцимом, апатитом, рудными минералами. В виде включений мегакристов – родственных фаз высоких давлений – встречаются высокоалюминиевый авгит, пироп, санидин и титан–флогопит. Оливин и клинопироксен образуют вкрапленники и присутствуют в основной массе лав. Плагиоклаз обнаруживается исключительно в основной массе и то не всегда, так что весьма часты бесполовшпатовые, обычно со стекловатой основной массой породы. Лейцит наблюдается главным образом в стекле или интерстиционном пространстве базальтоидов и характеризуется включениями пироксеновых микролитов, ориентированных параллельно граням роста по периферии или образующих скопления в ядре лейцитовых зерен (рис. 3). Анальцим часто заполняет пустоты в лавах, однако его изометричные и квадратные выделения встречаются и в стекле.

Мегакристы авгита встречаются в виде крупных (до 5 см) кристаллов. Однако чаще они разделены на более мелкие фрагменты, размер которых (~2–3 см) значительно превышает величину вкрапленников, а состав отличается от состава пироксенов вмещающих лав. Санидины образуют также крупные (до 3–5 см) одиночные кристаллы с колеблющимся составом вплоть до высококалийевых разновидностей. Флогопит представлен блоками крупных (1,5–2 см) темных пластин с повышенным содержанием титана.

Разнообразие петрографических типов невелико, и наиболее кислые дериваты представлены лейцитосодержащими гавайитами. В основном же это меланократовые лейцитовые лавы преимущественно с оливином (базаниты) или клинопироксеном (тефриты).

Калиевые базальтоиды отличаются от лейцитовых тем, что, несмотря на близость химического состава, модальные фельдшпатоиды, прежде всего лейцит, в них, как правило, отсутствуют, хотя в нормативном составе их содержание может быть достаточно высоким. Породы этой группы в большинстве своем являются меланократовыми лавами – калиевыми базанитами и лимбургитами. Своеобразные потоки лимбургитов, представляющих собой почти чистое вулканическое стекло, весьма характерны для низов плиоцена Тарятской впадины. Кроме магнезиального оливина, для этих пород типичен титан–авгит, количество которого в некоторых случаях резко возрастает, образуя ред-

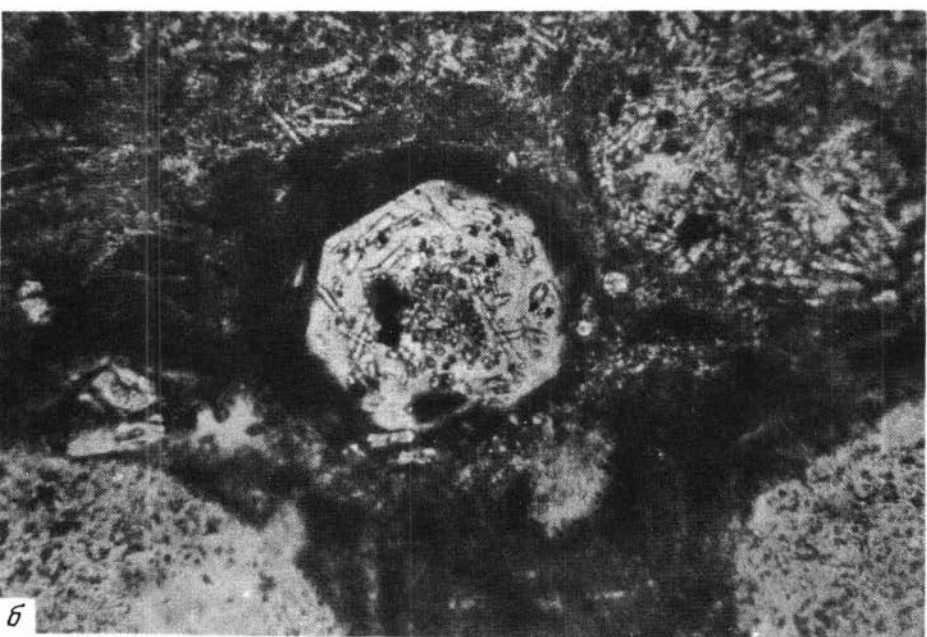
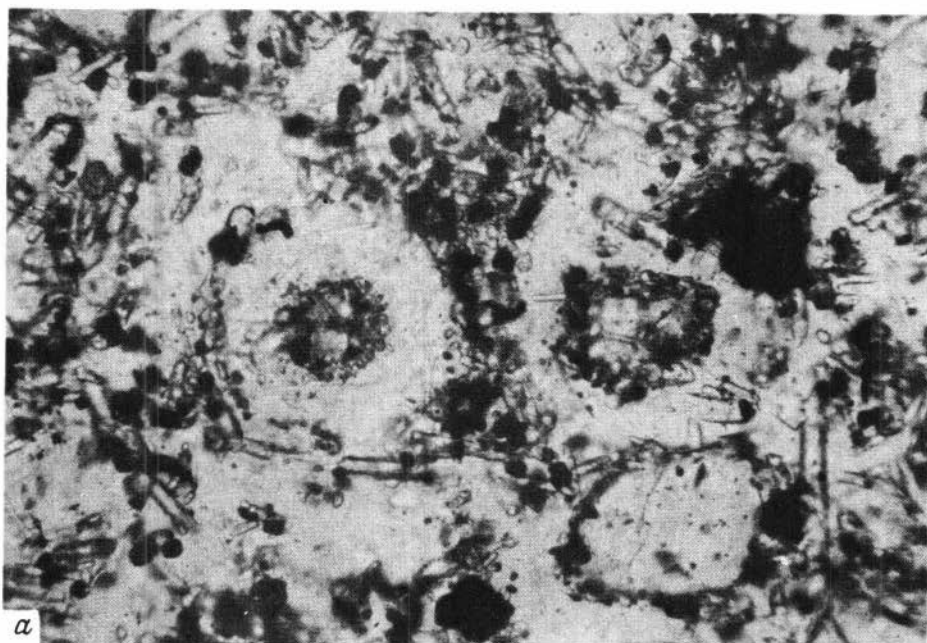


Рис. 3. Основная масса лейцитовых базанитов вулканов Хорог (*a*) и Нарин-Гичигене (*б*). Лейцит содержит включения микролитов пироксена, сбразующих беспорядочные скопления в центре кристалла или ориентированные параллельно граням его роста по периферии. Николи || $\times 100$

кую для кайнозоя Монголии разновидность – калиевые авгититы. Оливин и клинопироксен – два основных минерала калиевых базальтоидов (табл. 1), к которым иногда присоединяется эгирин–авгит. Плагиоклазовая составляющая в различных типах лав характеризуется разным составом – от лабрагора до олигоклаза. Соответственно, кроме калиевых базанитов, лимбургитов и авгититов, наблюдаются калиевые гавайиты, калиевые муджиериты и бенмориты. Часто присутствуют интерстиционный щелочной полевой шпат, ортоклаз, анальцим, рудные минералы.

Таблица 1

Состав вкрапленников из кайнозойских базальтоидов Монголии

Состав	Калиевая ассоциация			Натриевая ассоциация				
	Ол		МП	Ол		МП		
	82-70*	98-70	82-70	64-72	94-72	9-72	91-72	11
SiO ₂	38,54	39,29	50,27	39,40	37,06	52,11	53,31	50,96
TiO ₂	-	-	1,76	-	-	1,18	1,29	1,70
Al ₂ O ₃	-	-	4,25	-	-	3,23	2,95	3,75
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,07	-	0,004	0,16	0,51	0,07
FeO	18,83	16,99	8,06	21,00	20,71	7,28	5,99	8,12
MnO	0,20	0,17	0,12	0,18	0,18	0,11	0,10	0,16
MgO	42,10	42,79	13,71	40,52	41,48	14,51	14,68	13,76
CaO	0,22	0,21	21,22	0,06	0,004	20,53	22,74	21,77
NiO	0,17	0,19	-	0,10	0,16	0,59	-	-
Na ₂ O	-	-	0,61	-	-	0,16	0,50	0,58
Сумма	99,92	99,48	100,08	101,16	99,45	99,70	102,07	100,88
Si	0,988	1,001	1,869	1,004	0,966	1,927	1,924	1,881
Al ^{IV}	-	-	0,132	-	-	0,073	0,076	0,119
Al ^{VI}	-	-	0,054	-	-	0,068	0,049	0,044
Ti	-	-	0,049	-	-	0,033	0,035	0,047
Cr	0,003	0,001	0,002	-	-	0,005	0,015	0,002
Fe ²⁺	0,404	0,362	0,250	0,447	0,415	0,225	0,181	0,251
Mn	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003	0,005
Mg	1,609	1,625	0,760	1,539	1,612	0,799	0,790	0,757
Ca	0,006	0,006	0,845	0,001	0,0001	0,813	0,879	0,861
Na	-	-	0,044	-	-	0,042	0,035	0,041
Сумма	3,012	2,998	4,009	2,996	3,034	3,988	3,988	4,009
ΣFe/(ΣFe + Mg) ат. %	20,1	18,2	24,7	22,5	21,9	21,9	18,6	24,9
Ca	-	-	45,5	-	-	44,26	47,49	46,02
Mg	-	-	40,9	-	-	43,49	42,68	40,46
Fe	-	-	13,6	-	-	12,25	9,83	13,52

* Здесь и далее в таблицах эти цифры - номера образцов.

Таким образом, это значительно более дифференцированная группа пород, чем лейцитовые базальтоиды. Дифференционный тренд калиевых базальтоидов различен в пределах разных вулканических полей. Кроме щелочного ряда калиевых пород (базанит - гавайит - муджиерит - бенморит), наблюдается сочетание базанитов и гавайитов с менее щелочными, более того - гиперстен- и кварц-нормативными породами: трахибазальтами и андезито-базальтами.

Так же как и в породах лейцитовой группы, в калиевых базальтоидах обнаружены мегакристы высокоалюминиевого авгита, флогопита и санидина. Однако цветные минералы относительно редки, мегакристы же санидина являют-

ся типичным и наиболее широко распространенным минералом из серии родственных глубинных включений.

Калиевая трахибазальтовая группа объединяет породы менее щелочные, чем в предыдущих группах, хотя среди основных компонентов и отмечаются щелочные оливиновые базальты. Однако главную массу пород составляют трахибазальты и трахитовые андезито-базальты. Это преимущественно гиперстен-нормативные лавы, иногда с небольшим количеством (до 0,5%) нормативного нефелина.

Изредка отмечаются кварц-нормативные базальты. В реальной минералогии этих лав наблюдаются: более железистый, чем ранее указанный, оливин, авгит, основной плагиоклаз и в весьма ограниченном количестве интерстиционный щелочной полевой шпат.

Если качественный минеральный состав близок к щелочным базальтоидам, то количественные соотношения иные и основная роль принадлежит клинопироксену и плагиоклазу.

Породы этой группы составляют ничтожный объем от общей массы кайнозойских базальтоидов и самостоятельного значения, по-видимому, не имеют, будучи связанными генетически с калиевыми базанитами и гавайитами. Однако в некоторых местах обнаруживается локализация пород преимущественно такого состава.

Лавы охарактеризованных групп пород чаще всего разобщены территориально, хотя на отдельных плато и в продуктах извержений некоторых вулканов они встречаются вместе. Лейцитовые тефриты и базаниты характерны для голоцена Тарятской впадины и посленеогеновых излияний Барун-Хурайской котловины. Это локальные выходы, связанные с глубокими расколами типа Булганской зоны разломов на юго-западе Монгольского Алтая. Наиболее распространены во времени и пространстве калиевые базальтоиды. Калиевые базаниты и гавайиты преобладают в плиоцене и плейстоцене Тарятской впадины, образуют покровы и вулканические постройки (Дулан-Хара) по р. Орхон и наиболее широко представлены в Долине Озер. Характерно, что с ними в Тарятской впадине и в районе вулкана Дулан-Хара связаны калиевые трахитовые андезито-базальты.

В Долине Озер базаниты ассоциируют с более щелочными дериватами - калиевыми бенморитами и муджиеритами (гора Баянгин-Тэг). Трахибазальты и андезито-базальты характерны для базальтовых полей р. Хануй-Гол и Предхангайских равнин Долины Озер.

Долина Озер отличается особым разнообразием базальтоидов. Хотя лейцитовые базальтоиды, аналогичные лейцитовым лавам Тарятской впадины или Барун-Хурайской котловины, здесь не установлены, лейцитосодержащие породы нередко отмечаются среди калиевых базанитов и гавайитов. Кроме вариации по щелочности, широко развита локализация разных по степени дифференциации групп пород. Особенности геологического строения полей, сложенных породами калиевой щелочно-базальтоидной ассоциации, наиболее четко выявляются при характеристике Хангайского и Долиноозерского вулканических ареалов.

Хангайский вулканический ареал

Хангайская вулканическая область выделяется своеобразием петрохимического профиля базальтоидов, не обнаруженных пока ни в одном из вулканических полей кайнозоя Монголии, наличием большого числа разнообразных глубинных ксенолитов и мегакристов высокого давления, вулканическими проявлениями разных стратиграфических уровней, совмещенных пространственно и поэтому благоприятных для анализа особенностей эволюции кайнозойского вулканизма.

Новейшее сводово-глыбовое поднятие Хангая представлено системой складчатых хребтов и разделяющих их впадин в центральной части Монголии. Базальтовые покровы известны на водораздельных частях нагорья в районе пе-

ревала Эгин-Даба, но в основном они сосредоточены по северной периферии в долинах рек, нередко приразломного типа, и в грабенообразных впадинах.

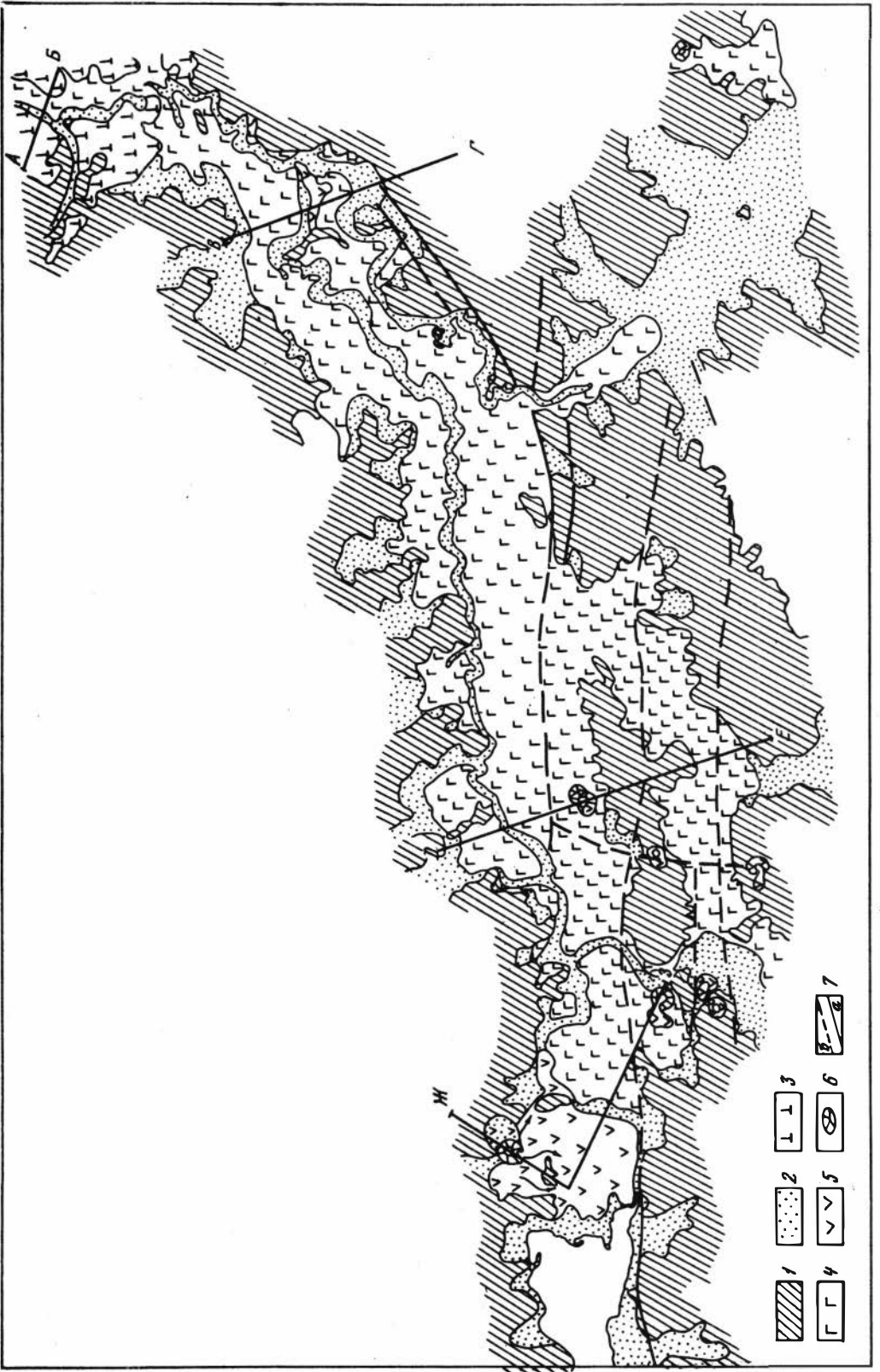
Наиболее полное представление о строении кайнозойских базальтовых полей Хангая, соотношении покровных и рвущих фаций вулканических пород, типах поверхностных вулканических построек и продуктах деятельности молодых вулканов дают материалы по кайнозойскому вулканизму Тарятской впадины, полученные нами в результате детальных вулканологических исследований, проведенных параллельно со стратиграфическим изучением этих образований Е.В. Девяткиным (Кепежинскас и др., 1975). Одновременно это является и характеристикой пород, вмещающих основную массу глубинных ксенолитов и мегакристов высокого давления, обнаруженных в калиевой ассоциации базальтоидов.

Строение базальтового чехла Тарятской впадины. Контуры базальтового поля впадины и детали его строения определяются общей тектонической позицией и морфологией Тарятской впадины, а также характером ее довулканического рельефа. Базальтовое выполнение, в свою очередь, определяет современное морфологическое выражение этой структуры, возникшей как результат тесного взаимодействия между тектоническими и вулканическими процессами. Это широтно ориентированный грабен, входящий в систему молодых структур Хангайского поднятия, возникших во время максимальной активизации неотектонических движений в позднем неогене. Он достигает 70–80 км в длину и всего лишь 10–15 км в ширину (рис. 4). Грабенообразная природа Тарятской впадины подчеркнута прямолинейностью ее бортов, резким (до 800–1000 м) превышением их над дном, четко выраженными в рельефе субпараллельными разломами. Грабен был использован реками Чулуту и Сумэин, которые обусловили эрозионное расчленение его бортов.

Почти идеально ровное дно впадины представляет собой кровлю системы плосколежащих покровов с останцами – выступами цоколя. Прижатая к северному борту р. Сумэин вскрывает не только базальтовое выполнение впадины, но местами и докайнозойское основание. Таким образом, мы наблюдаем как реликты сильно расчлененного довулканического рельефа (горное обрамление, выступы цоколя), так и тот рельеф, который был создан вулканическими излияниями (выровненное дно глубокой впадины).

Базальтовые покровы основания впадины наклонены на северо-восток вдоль течения рек Сумэин и Чулуту от абсолютных отметок 2200 м на западе до 1850 м на северо-востоке. На всем протяжении система платообразных покровов образует серию превосходно выраженных террас различной высоты. Однообразие равнинного ландшафта на западе нарушено небольшими вулканическими конусами. Кроме шести вулканических построек, в пределах базальтового поля не отмечено никаких морфологически выраженных вулканических аппаратов. Борта широтного отрезка впадины отмечены разрывными нарушениями, одна часть которых четко прослеживается только на аэрофотоснимках, другая же наблюдается в обнажениях в виде ступенчатых уступов, нарушающих сплошность базальтового чехла.

Возраст базальтов Тарятской впадины определен геологами НИЛЗарубежгеологии в интервале поздний плейстоцен – голоцен и в таком виде показан на Геологической карте МНР под редакцией Н.А. Маринова. В результате геоморфологических исследований Н.А. Кориной и В.П. Чичагова нижняя граница базальтового комплекса была понижена до неогена – раннего плейстоцена с одновременным выделением четырех генераций базальтов. Палеомагнитные определения и изучение соотношений с неогеновыми и четвертичными отложениями уточнили эту схему расчленения базальтов (Девяткин и др., 1973). Она представляется теперь в следующем виде: 1) плиоценовые (и, возможно, более древние) базальты, слагающие останцы наиболее высоких (150–200-метровых) террас р. Чулуту, сосредоточенные в пределах северо-восточного борта впадины; 2) плейстоценовые базальты, участвующие в строении 40–90-метровых террас и образующие тонкостратифицированную систему покровов дна впадины; 3) голоценовые базальты, дающие единичные потоки на уровне пой-



менных террас и формирующие вулканические постройки, как бы насаженные на плейстоценовый покров.

Распределение возрастных категорий базальтоидов в пространстве таково, что можно говорить о перемещении центров вулканизма в западном направлении. Уже в центральной части впадины плейстоценовые базальтоиды ложатся непосредственно на более древний фундамент, а не на предшествующие во времени плиоценовые потоки, обнажающиеся лишь на северо-востоке. Основная масса голоценовых базальтов также сосредоточена на западе у оз. Тэрхин-Цаган-Нур, если не считать небольшого потока в устье р. Сумэин.

Плиоценовые базальты Тарятской впадины принадлежат к комплексу лав, наиболее сложных и интересных в геологическом и петрологическом отношении. В обрывах высоких эрозионных террас левобережья р. Чулуту имеется возможность изучить детали строения этого многофациального базальтового чехла. Исследованные обнажения располагаются в 7 км к северо-востоку от бывшего сомона Мурэн (5 км к востоку от горы Оботу-Обо) и в 4 км ниже по течению после впадения в р. Чулуту ручья Алтагину.

В обоих случаях наблюдается однотипное двучленное строение плиоценовой базальтовой толщи. Ее видимая мощность определяется высотой террасы 130–150 м. К верхней трети разреза относится тонкостратифицированная система маломощных потоков, а значительно более мощную нижнюю часть его слагают своеобразные базальтовые покровы, уцелевшие в виде фрагментов среди прорывающих эти покровы многочисленных базальтовых некков, штоков, силлов и даек. Это уникальные для Монголии вертикальные разрезы, вскрывающие корневую систему молодых базальтовых излияний, в которой имеется серия тел, заставших всего лишь в 20–30 м от земной поверхности.

Потоки нижней части разреза сложены смоляно-черными калиевыми лимбургитами и калиевыми базанитами с мегакристами высокоалюминиевого авгита, санидина и ксенолитами шпинелевых лерцолитов. Они резко отличаются от вышележащих покровов значительными мощностями, иногда превышающими 15–20 м. Для них характерна своеобразная вертикальная тонкостолбчатая отдельность, образованная серией тонких, диаметром около 10 см, слабо изогнутых столбиков. По фрагментам этих мощных покровов в низах плиоцена устанавливается не более четырех потоков.

Верхняя треть обрыва плиоценовых базальтов р. Чулуту сложена тонкостолбчатой серией потоков иного внешнего облика, строения и состава. Наблюдаются три–четыре горизонта базальтов мощностью по 3–6 м, с четкой пузыристой железистой кровлей и нередко брекчиевидной подошвой. Для центральных частей потоков характерна вертикальная столбчатая отдельность из коротких, но значительных по размерам шестигранных призм (до 50–70 см в поперечнике). Потоки сложены пироксеновыми, существенно полевошпатовыми, обычно безоливиновыми трахибазальтами и трахитовыми андезито-базальтами.

Нижние покровы лимбургитов и базанитов в разрезе плиоцена прорваны разнообразными телами щелочных базальтоидов, внедренными в определенной последовательности в покровную толщу.

Штоки представлены двумя типами. Одни из них не имеют кровли и могут оказаться некками – жерловинами разрушенных вулканических аппаратов, выводящими лаву на поверхность. Два таких штока диаметром около 100 м наблюдаются в обрывах террасы р. Чулуту выше впадения в нее ручья Алтагину. Они обладают четко выраженной веерообразной столбчатой отдельностью. Один сложен черными ортоклазовыми трахибазальтами с мегакристами клинопироксена, другой – трахиандезитовыми долеритами. Базальты и долериты содержат

Рис. 4. Строение базальтового чехла Тарятской впадины

1 – породы фундамента; 2 – четвертичные отложения; 3 – плиоценовые базальты; 4 – плейстоценовые базальты; 5 – голоценовые базальты; 6 – вулканические конусы; 7 – разломы: а – установленные, б – отдешифрованные

молкие (до 1,5–2 см) ксенолиты шпинелевых перцолитов. Другой тип штоков наблюдается в обрывах террасы ниже впадения ручья Алтагину в р. Чулуту. Он обнажен почти от уровня воды до высоты 30–40 м и имеет диаметр более 200 м. Верхняя его поверхность волнистая, с тремя плоскими куполовидными вершинами и вертикальными инъекциями в потоки кровли. Центральная часть сложена темно-серыми и более светлоокрашенными биотитсодержащими калиевыми базанитами с мегакристаллами санидина. Она характеризуется крупностолбчатой отдельностью с наклонной и горизонтальной кладкой столбов, достигающих в диаметре 50 см. В верхней части штока наблюдается крупноглыбовая, тонкоплитчатая и комковатая отдельность. Лавы более стекловатые и пузырчатые, образуют четкий эндоконтакт шириной около 5–8 м, с тонкой (до 2–5 см) коркой черного базальтового стекла. В целом кровля штока бурая, ожелезненная и выветрелая. В порах отмечены выделения арагонита и анальцима. Базаниты содержат также крупные и обильные ксенолиты шпинелевых перцолитов, достигающих 10 см в длину.

Силлы и лакколиты наиболее хорошо обнажены ниже ручья Алтагину. Система этих тел образована пластовыми залежами, внедрившимися между двумя потоками тонкостолбчатых черных лимбургитов. При максимальной протяженности до 300 м пластовые тела имеют мощность 5–6 м до полного выклинивания. Кровля ровная, как у потока, и только иногда дает дайковые инъекции в вышележащий покров. Подошва, напротив, очень неровная, с многочисленными лавовыми затеками в деформированный подстилающий поток. Местами наблюдаются переходы пластовой залежи в вертикальную дайку мощностью 1–3 м, секущую горизонты базальтов и затем на более верхних уровнях переходящую снова в силловую форму, образуя миниатюрный лакколит (рис. 5). Эта система сопряженных форм силл – дайка – лакколит сложена светло-серыми лейцитовыми тефритами и лейцитовыми базанитами, содержащими большое количество глубинных ксенолитов шпинель–перцолитового состава, обильные мегакристы высокоалюминиевого авгита и санидина, а также более редкие блоки титан–флогопита до 3–4 см величиной. Внедрение этих пород сопровождается деформацией и переработкой вмещающих лав с образованием брекчий, залегающих в подошве силлов в виде линзовидного пласта мощностью от нескольких сантиметров до 3 м. Дайковые фрагменты силло–лакколитовой системы также сопровождаются такими брекчиями, образующими соответственно вертикальные тела в эндоконтакте, обычно с одной стороны (см. рис. 5). Брекчии состоят из обломков вмещающих лимбургитов мельчайших размеров и глыб до 30 см в диаметре, а также обломков тефритов и базанитов из силлов и даек. Они насыщены минеральными осколками главным образом титан–флогопита и клинопироксена. Цементирующая масса – выветрелый и измененный белесый тонко перетертый материал, а местами ожелезненная и измененная стекловатая лава. Состав брекчии и особенности ее строения однозначно говорят о том, что это продукт взаимодействия рвуших и вмещающих базальтоидов, представляющих собой тектоническую брекчию, образованную при внедрении лейцитовых базальтоидов и местами сцементированную материалом внедряющегося расплава.

Последний тип рвуших тел плохо обнажен, неясен в морфологическом отношении, сложен анальцимовыми крупнозернистыми долеритами.

Изучение взаимоотношений рвуших базальтоидов показывает, что корневая система базальтового вулканизма по р. Чулуту полихронна и полигенна. Наиболее древними являются штоки ортоклазовых трахибазальтов и калиевых трахиандезитовых долеритов. По-видимому, это корни плиоценовых излияний, что подчеркивается сходством состава с верхними потоками плиоценовых трахитовых андезитов–базальтов. Это единственные представители более кислых дифференциатов базальтоидного вулканизма Тарятской впадины. Силло–лакколитовая система обнаруживает рвушие контакты со стратифицированной базальтовой толщей и с описанными штоками и соответствует более молодому этапу вулканизма. Если учесть, что лейцитовые лавы в Тарятской впадине встречаются нами в основном в голоценовых потоках и вулканических конусах, не исключена возможность захоронения корней голоценовых излияний в плиоценовых базальто-

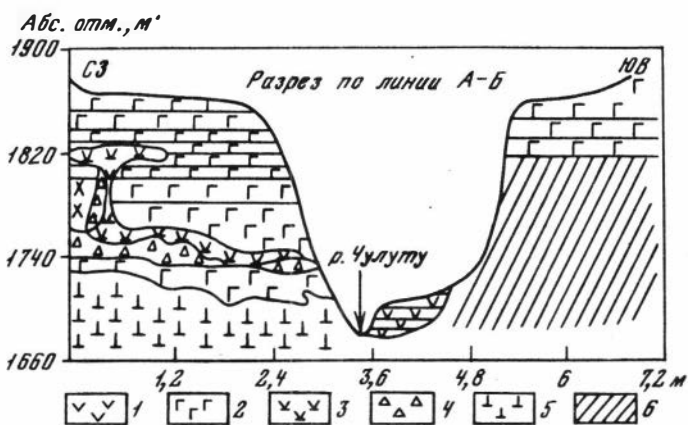


Рис. 5. Экспозиция корневой системы кайнозойского базальтоидного вулканизма в плиоценовых террасах р. Чулулуту ниже ручья Алтагину

1 - базальты вложенных плейстоценовых террас; 2 - базальты высоких плиоценовых террас; 3 - лейцитовые базаниты и тефриты корневой системы; 4 - брекчии внедрения; 5 - калиевые базаниты штока; 6 - породы фундамента

вых террасах р. Чулулуту. Наиболее юным образованием являются крупнозернистые анальцимовые долериты, имеющие вертикальные рвущие контакты с sillами лейцитовых тефритов.

В случае справедливости вывода о синхронности силлов, даек, лакколитов из плиоценовых террас с голоценовыми поверхностными излияниями смещение центров кайнозойского вулканизма со временем с северо-востока впадины на запад получает определенное объяснение. Голоценовый вулканизм имел место и на участках проявления более древних плиоценовых излияний, только в субвулканической форме ввиду трудности прохождения через среду, бронированную финальными плиоценовыми покровами. Об этом говорит и наличие брекчий внедрения тефрит-базанитовых силлов. На смежной к западу территории впадины с более проницаемой средой палеозойских и мезозойских пород, в том числе гранитоидов, фиксируются и поверхностные излияния лейцитовых базальтовых расплавов.

Общая видимая мощность системы плиоценовых покровов 100-130 м.

Плейстоценовые базальты образуют террасы среднего уровня (40-90 м) по рекам Чулулуту и Сумэин, часто вложенные и четко прислоненные к останцам террас плиоценовых базальтов. Они представляют собой основное выполнение Тарятской впадины с развалами крупных базальтовых глыб на ее ровной поверхности. В центральной части впадины реки вскрывают тонкостратифицированную базальтовую толщу, насчитывающую от 3 до 8-10 четко разграниченных лавовых потоков с бурой шлаковой коркой и массивной толстостолбчатой серединой. Мощность их не превышает 3 м. Это выдержанные на обширной площади покровы, лишенные каких-либо реликтов вулканических аппаратов. Нижние горизонты плейстоценовой системы покровов по р. Чулулуту сложены калиевыми базанитами, а верхние в террасах р. Сумэин - лимбургитами. Все лавы плохо раскристаллизованы, чем отчасти объясняется их текучесть и способность давать тонкие и обширные по площади покровы.

Местами базальты содержат большое количество ультраосновных нодул и мегакристаллов высокоалюминиевого авгита. В отличие от мощной, но локальной системы плиоценовых покровов серия потоков плейстоцена образует более распространенный на площади базальтовый комплекс, мощность которого достигает 70-90 м.

Голоценовые базальты занимают значительно меньшую территорию, чем лавы предыдущего этапа вулканизма, и локализованы на отдельных участках главным образом в западной части Тарятской впадины в истоках и устье р. Су-

мэин. Это маломощные (3–5 м) покровы, непосредственно соединяющиеся с центрами излияний. Последние представлены шестью небольшими по размерам конусами, являющимися вполне самостоятельными вулканическими сооружениями, хотя отчасти они и напоминают внешне тип адвентивных конусов (Лучицкий, 1971). Голоценовый этап базальтовых извержений характеризуется свежестью и сохранностью вулканических форм: построек центрального типа, поверхностей лавовых потоков со следами течения в виде дугообразных валов, потрескавшейся корки. Потоки образуют самые низкие террасы и поймы высотой до 12 м, вложенные в 35-метровую плейстоценовую террасу в устье р. Сумэин, или в виде лавового шлейфа от вулканических конусов перекрывают систему плейстоценовых покровов. По площади и мощности поверхностные вулканические проявления голоцена имеют меньший масштаб, чем предыдущие излияния базальтов.

Вулканические постройки достигают 1000 м в диаметре основания ($D_{ос}$), 200–400 м в диаметре кратера ($D_{кр}$) и 100–200 м в высоту (H). Все конусы, кроме сопки Дзалан–Тологой в центре впадины, расположены по ее окраинам и связаны с ограничивающими Тарятский грабен разломами. Наибольшей сохранностью отличается конус вулкана Хорог на восточном берегу оз. Тэрхин–Цаган–Нур к северу от р. Сумэин. Для него $D_{ос}=1200$ м, $D_{кр}=180$ м, $H=120$ м, углы склонов $\sim 45^\circ$. Конус открыт на юг фрагментами лавового туннеля в направлении течения лавы, образовавшей покров площадью 200 км² – самое большое поле голоценовых базальтов Тарятской впадины. Хорог – один из немногих вулканов Хангайского нагорья, который наряду с лавовыми излияниями выбрасывал рыхлые пирокластические продукты, сконцентрированные у северо-восточного подножия конуса на площади около 2 км² и представленные смесью черного вулканического песка и пепла с большим количеством шлаковых лапилли и бомб размером до 0,5–1 м.

Аналогичные накопления пирокластики в последнее время обнаружены монгольскими геологами в урочище Шаварын–Царам по южному обрамлению Тарятской впадины и связаны с эксплозиями вулкана, продукты деятельности которого чрезвычайно похожи на плиоценовые щелочные базальтоиды р. Чулуту в Тарятской впадине.

Эруптивный центр вулканического аппарата, по-видимому, погребен под более молодыми покровами калиевых базальтоидов, образующих плоский водораздел между выступами палеозойского фундамента. Однако пирокластический шлейф вулкана частично сохранился на склонах сопки, окружающих базальтовое поле и сложенных девонскими конгломератами и песчаниками. Мощность слоистого пирокластического шлейфа увеличивается вниз по склону, в основании которого он перекрыт потоками более молодых базальтов.

Строение и состав пирокластических отложений, их расположение на склонах выступов фундамента, возвышающихся рядом с базальтами, повторяют картину распределения пирокластических выбросов вулкана Хорог в Тарятской впадине, которые также локализуются на склонах и у подножия гранитных гор, окружающих вулканическую постройку.

Пирокластические отложения эруптивного центра Шаварын–Царам представлены в нижней части слоистыми, а в целом слабо дифференцированными по величине обломочных частиц накоплениями вулканического пепла, песка и шлаков лапиллиевой размерности. Видимая мощность их колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров, а с учетом тонкостратифицированной переотложенной на склоне пирокластики, венчающей разрез, может достигать более значительных цифр.

Верхняя часть рыхлых пирокластических накоплений переполнена вулканическими бомбами от 5–10 см в диаметре до огромных лавовых фрагментов уплощенной, округлой формы и концентрического строения, достигающих 2 м в поперечнике. Они сложены щелочными калиевыми базальтоидами, среди которых наблюдаются пористые и полосчатые калиевые базаниты, массивные тонкофлюидальные стекловатые лавы и слабо раскристаллизованные базальтоиды. Все разновидности бомб самой различной величины насыщены обильными глубинными

включениями. С одной стороны, это мегакристы санидина, высокоалюминиевого авгита, флогопита и пироба; с другой — ксенолиты базитов и ультраосновных пород.

Более обычный тип конусов, тронутых эрозией со зрелыми сглаженными формами рельефа, представлен вулканической постройкой на левобережье р. Нарин-Гичигене, правого притока р. Сумэин, восточный склон которого срезан рекой. Она расположена непосредственно к востоку от горы Уха-Ула и имеет $H=160$ м, $D_{ос}=1000$ м, $D_{кр}=400$ м и сопровождается небольшим лавовым шлейфом.

Породы голоценового этапа извержений представлены лейцитовыми базанитами и тефритами, калиевыми гавайитами, калиевыми лимбургитами иногда шихунитового типа. Рыхлая пирокластика и агглютинаты конусов соответствуют по составу лавам. Агглютинативные накопления представлены горизонтами спекшихся бомб уплощенной формы до 1 м в поперечнике, огромных глыб и более мелких обломков раздробленного шлака. Пепловый цемент отсутствует, и грубообломочный материал, выброшенный вулканом в пластичном состоянии, спаян в одну толщу при его затвердевании.

Для голоценовых потоков и особенно пирокластических выбросов вулкана Хорог, эруптивного центра Шаварын-Царам и лав конуса Нарин-Гичигене характерны в большом количестве мегакристаллы санидина, высокоалюминиевого авгита и глубинные ксенолиты шпинелевых перцолитов, а также менее глубинные ксенолиты гранитоидов и метаморфических пород фундамента.

Долиноозерский вулканический ареал

Долина Озер является исключительным по разнообразию базальтовых серий вулканическим ареалом. Вместе с тем, это область широкого распространения продуктов деятельности наиболее древних для кайнозоя Монголии вулканов, поверхностные вулканические постройки которых, как правило, уже уничтожены эрозией. Так же как в Тарятской впадине, для базальтов Долиноозерского ареала имеются достаточно обоснованные возрастные датировки, опирающиеся на радиологические, палеонтологические, геоморфологические данные, а также соотношения с терригенными отложениями (Berkey, Morris, 1927; Николаева, 1967; Девяткин и др., 1973).

Е.В. Девяткин выделяет в этом районе три возрастных комплекса базальтов, отвечающих олигоценному, миоценовому и плиоценному времени. Наиболее широко распространены миоценовые базальтоиды, поэтому Долиноозерскую зону (включая и базальтовые поля Предхангайских равнин) можно рассматривать как область проявления главным образом миоценового вулканизма. Вариации состава базальтоидов никак не связаны с их принадлежностью к той или иной возрастной генерации. Однако в целом палеоген-неогеновые базальтоиды Долины Озер представляют своеобразную группу пород, которая выделяется пестрым набором петрографических разновидностей, особенностями химизма и эволюции щелочно-базальтоидных магм. В связи с этим при петрохимическом анализе и редкоэлементной характеристике в дальнейшем эта группа базальтоидов внутри калиевой ассоциации рассматривается отдельно.

Геологическая характеристика этих пород также отличается рядом особенностей.

Основная масса базальтоидов Долиноозерского вулканического ареала представлена многочисленными четко стратифицированными отдельными плато, которые группируются в субширотной полосе вблизи Баян-Хонгорской зоны глубинных разломов.

Поверхность этих базальтовых плато в общем слабо наклонена на юг, что отражает, по-видимому, общий для этой области наклон поверхности рельефа, на которую изливались лавы неогеновых вулканов. Существенных деформаций базальтовых покровов не отмечено. Однако в самых южных плато (к юго-западу от Баян-Хонгорской зоны разломов) отмечаются флексуриобразные перегибы базальтовых покровов, переходящие местами в систему сбросов. Такие

элементы пликвативно-разрывной тектоники установлены И.В. Лучицким в пределах базанит-гавайитового плато Баян-Тэг в междуречье Туин-Гол и Байда-рагин-Гол. Впоследствии эта зона флексуобразных деформаций была прослежена З. Дашдавой на юго-восток в платобазальтах междуречья Туин-Гол и Тациин-Гол. В целом же это горизонтально лежащие многослойные базальтовые покровы, которые иногда приобретают слабый наклон $5-10^{\circ}$ в экзоконтактных зонах крупных штоков, деформируясь под влиянием поднимающихся и внедряющихся в систему покровов более поздних порций базальтовых расплавов. Такие деформации наблюдались нами на северо-восточных склонах горы Ушугин-Нуру, где слабый наклон базальтовых потоков на север связан с внедрением крупного базанитового штока диаметром до 300-400 м, который в вертикальных обнажениях восточного склона горы прослеживается в высоту на 100 м.

Отдельные плато представляют собой базальтовые покровы, состоящие из трех и более потоков, которые лежат на относительно выровненной поверхности метаморфических, вулканогенных и интрузивных пород фундамента. Это небольшие по размерам вулканические поля, площадь которых колеблется от 10 (плато Баянгин-Тэг) до 600 км^2 (плато к югу от горы Богдо-Ула), а в среднем составляют 40-150 км^2 . Как правило, они сложены тремя - пятью потоками общей мощностью от 10 до 40 м. Таковы базальтовые плато в районе гор Эриэн-Тологой, Хара-Нюдуни, Богдо-Ула. Мощность отдельных потоков 2-5 м. Однако в некоторых стратифицированных останцах насчитывается от 7 (плато Хашяту-Ула) до 10 (Хурэн-Обо) и до 15 потоков (Баянгин-Тэг), а мощность базальтовых покровов возрастает до 60-70 м. При этом мощность отдельных потоков не превышает, как правило 5 м, и они отличаются однотипным строением с массивной, нередко глыбовой отдельностью в средней части и пузыристой, часто ожелезненной коркой. Состав пород в отдельных плато испытывает существенные вариации. Выделяются базанитовые (с небольшой примесью гавайитов) плато в районе сомона Цаган-Обо, гор Баян-Тэг и Бу-Цаган. Базанитовое основание многослойного (15 потоков) плато горы Баянгин-Тэг вверх по разрезу переходит в гавайиты, а затем в трахитовые андезитобазальты. Некоторые плато имеют гавайитовый и гавайит-трахибазальтовый (район гор Богдо-Ула), а также преимущественно муджиеритовый с трахитовыми андезито-базальтами состав (плато гор Хурэн-Обо).

Особенным своеобразием состава отличаются плато в районе гор Хашяту-Ула, Эриэн-Тологой и Хара-Нюдуни, сложенные высокожелезистыми сериями гавайитов, муджиеритов и трахитовых андезитобазальтов.

Учитывая то, что перечисленные базальтовые плато находились в одинаковых палеогеографических условиях и в одинаковой степени подвергались эрозионным процессам с момента своего формирования, наблюдаемые вариации площади, мощности отдельных базальтовых покровов и числа потоков, образующих их, по-видимому, отражают первоначальные различия базальтовых полей Долины Озер. Это подтверждается и установленным необычайно пестрым составом базальтоидов покровных фаций. В связи с этим представляется наиболее вероятным, что разрозненные плато Долиноозерского вулканического ареала не являются останцами некогда единого базальтового плато типа Дариганги.

Они сформированы в результате деятельности различных вулканических центров, реликты которых обнаруживаются в пределах отдельных базальтовых полей. Поверхностные вулканические постройки не сохранились, а корни вулканических излияний обнаруживаются, как правило, в своеобразных эрозионных котловинах в пределах базальтовых полей. Наибольшее число подобных реликтов вулканических аппаратов в виде неков и даек располагается в междуречье Туин-Гола и Тациин-Гола, где неогеновые базальтоиды распространены в меридиональной зоне протяженностью до 50 км.

Типичным примером эрозионных котловин со вскрытыми выводными каналами третичных вулканов являются углубления в пределах базальтовых полей Баянгин-Тэг и Хурэн-Обо. Они имеют диаметр около 600-700 м, глубину до

20–30 м, часто открыты в сторону ближайших речных долин или оврагов. Горизонтальное залегание базальтовых потоков в бортах эрозионных котловин ничем не нарушено, так же как и более низких горизонтов базальтов на дне котловин. Примерно в центре этих углублений обнаруживаются некки и дайки, которые даже в тех случаях, когда они возвышаются в виде обелисков и гряд, всегда имеют более низкие абсолютные отметки, чем верхние, и отчасти средние потоки окружающего базальтового покрова.

Некки, как правило, имеют небольшие размеры: 5×10 м; 6×15 м, а дайки характеризуются различной протяженностью от нескольких метров до 1 км при сравнительно небольшой ширине, редко превышающей 30–50 м. Протяженные рвущие тела или серии даек, как, например, в районе горы Цобу–Ула, располагаются в огромных эрозионных долинах. Однако так же, как и в первом случае, эти выраженные в виде гряд и отдельных возвышенностей реликты вулканических аппаратов не достигают уровня верхних потоков близлежащих плато. Это обстоятельство отчасти объясняет отсутствие видимых центров неогеновых излияний. Поверхностные вулканические постройки, особенно агглютинативные конусы, легко разрушаются, а корни вулканических излияний захоронены под броней тонкостратифицированного базальтового чехла. Более редкий тип рвущих базальтоидных тел представляют собой огромные штоки типа отмеченного выше в хребте Ушугин–Нуру или штока горы Душу–Шара–Ула, описанного Е. В. Девяткиным (Девяткин и др., 1973).

Породы дайковой и некковой фаций Долины Озер чаще всего соответствуют по составу базальтоидам плато. Таковы дайки калиевых базанитов и гавайитов в районе горы Цобу–Ула, гавайиты и муджиериты даек горы Тэбшин–Тахилта–Ула. И в том и в другом случае они содержат ультраосновные ксенолиты. В то же время среди них наблюдаются и более кислые дифференциаты: в виде калиевых бенморитов, которые в комплексе платобазальтов не встречены. Примером могут служить бенморитовые некки в эрозионных котлованах гор Хурэн–Обо и Баягин–Тэг, где они нередко ассоциируют с базанитовыми некками.

Как покровные, так и дайково–некковые фации представлены почти исключительно лавами, и только в редких случаях, как правило, вблизи даек, среди базальтовых потоков обнаруживаются линзы агглютинатов из спекшихся лапилли и вулканических бомб (горы Цобу–Ула, Тэбшин–Тахилта–Ула, Хашяту–Ула).

Особенности распространения лейцитовых базальтоидов

Базальтоиды Хангайского вулканического ареала представляют собой ассоциацию недосыщенных SiO_2 пород с ярко выраженной калиевой специализацией. Эта петрохимическая особенность зафиксирована не только соответствующим содержанием K_2O в валовом химическом составе, но и минеральной ассоциацией с редким для щелочных базальтов вообще сочетанием лейцита в основной массе лав и санидина в мегакристах этих лав. Лейцитовая тефрит–базанитовая серия голоцена Тарятской впадины с санидиновыми мегакристами необычна для кайнозоя Центральной Азии. В Монголии до сих пор был отмечен локальный выход измененных лейцитовых базальтов только на крайнем юго–западе страны в отрогах Монгольского Алтая (Амантов, 1959), т.е. области, в целом лишенной сколько–нибудь значительных проявлений кайнозойского вулканизма. На смежных территориях Монголии и Прибайкалья в процессе базальтового вулканизма формируются главным образом более натриевые (Дариганга) и часто менее щелочные ассоциации базальтов (трахибазальтовая формация Прибайкалья). Петрохимически сходную ассоциацию лав мы наблюдаем в сравнительно удаленных вулканических полях Северо–Восточного Китая, где известны высококалиевые базальты с лейцитом из провинции Мэргэнь, также содержащие мегакристы санидина (Заваришкий, 1939).

Причины такого, на первый взгляд незакономерного локального проявления базальтового вулканизма с сериями лейцитовых базальтоидов на территории Центрально–Азиатской щелочной провинции в кайнозое, по–видимому, связаны

с происхождением высококальциевых щелочно-базальтовых магм. В настоящее время общепризнано положение, что генерация сильнощелочных базальтовых магм, особенно нефелиновых основных магм, происходит на более глубоких уровнях мантии по сравнению с горизонтами, где зарождаются высокоглиноземистые, а тем более толеитовые базальтовые расплавы. Не случайно поэтому именно к продуктам щелочно-базальтового вулканизма всюду приурочено подавляющее большинство глубинных ксенолитов перидотитового состава — оторженцев вещества верхней мантии.

В пределах Монголии происходили излияния как калиевых щелочно-базальтовых магм в Тарятской впадине Хангайского поднятия, так и натриевых нефелиновых магм на Дариганге. Минералогия ксенолитов шпинельных перцолитов (в первую очередь состав сосуществующих клино- и ортопироксенов) в обоих случаях показывает, что ультраосновные включения, внесенные на поверхность Хангайскими базальтами, формировались в условиях более высоких температур и давлений, чем это имеет место в натриевой базальтовой провинции Дариганги. Вполне вероятно, что очаги магмообразования для калиевых базальтов с более глубинными ксенолитами располагаются на более низких уровнях мантии. Отмечено также, что для базальтоидов Тарятской впадины, за редким исключением, характерна слабая степень дифференциации. Начиная с меланократовых калиевых лимбургитов в плиоцене через калиевые базаниты плейстоценовых покровов до лейцитовых базальтоидов голоцена, т.е. на протяжении всей истории кайнозойского вулканизма, в Тарятской впадине имели место излияния базальтоидных лав с прогрессивно увеличивающейся калиевостью. Наконец, наличие шпинель-перцолитовых нодулей не только в субвулканических телах, но и в лавах покровов и пирокластических выбросах свидетельствует о механизме извержения, который предполагает весьма быстрый подъем магм, обеспечивающий доставку на поверхность земли более тяжелого ультраосновного материала из глубин ее газонасыщенным базальтовым расплавом.

Все это позволяет считать, что проявления калиевого щелочно-базальтового вулканизма связаны с зонами разломов очень глубокого заложения. Анализ петрологических и экспериментальных данных в связи с оценкой глубин формирования высококальциевых магм и суждения о генезисе лейцитовых пород также приводят к выводу о кристаллизации лейцита при очень высоких температурах и достаточно высоких давлениях (Соболев, 1970; Костюк, 1973). Независимо от принимаемой модели происхождения лейцитовых пород, связывающей обогащение калием щелочно-базальтоидных магм с глубокой ассимиляцией флогопитсодержащих пород верхней мантии или допускающей первоначальную калиевую специализацию расплавов, предполагаются мантийные уровни генерации лейцитовых базальтов.

Отсюда вытекает также приуроченность калиевого щелочно-базальтового вулканизма к глубинным разломам, осуществляющим связь подкорковых горизонтов с поверхностью без участия промежуточных магматических камер верхнего структурного этажа Земли.

Таким образом, локальность проявления лейцитового базальтового вулканизма в Центрально-Азиатской щелочной провинции (Таряту, Барун-Хурай, Мэргэнь) объясняется его особым структурным положением. На территории Монголии Тарятский ареал лейцитовых тефритов и базанитов тяготеет к Монголо-Охотскому лениаменту; участок лейцитовых базальтов на юго-западе связан с булганской зоной глубинного разлома на границе современного поднятия Монгольского Алтая и Барун-Хурайской депрессии. Одно из самых мощных и своеобразных проявлений высококальциевого вулканизма Буфумбира в зоне западного рифта Африки также связано с глубочайшими расколами континентальной плиты.

**АССОЦИАЦИЯ НАТРИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ
(ДАРИГАНГСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ)**

Основная масса пород этой ассоциации сосредоточена на юго-востоке Монголии в пределах обширной вулканической области Дариганга площадью около 10 000 км². Отдельные изолированные поля таких базальтоидов отмечаются также в Северной Гоби. Дариганга представляет собой гигантское базальтовое плато, над которым возвышаются сотни вулканических конусов. Ровная, столообразная, со ступенчатыми уступами поверхность плато постепенно повышается к югу и юго-востоку от абсолютных отметок 1200 до 1400 м. Вулканические постройки имеют отметки 1550–1500 м, лишь отдельные единичные вулканы, например Шилийн-Богдо, достигают 1770 м высоты.

Базальты покрывают молодую денудационную равнину с поразительно выровненной поверхностью, возраст которой определен как миоцен – плиоцен (Корина и др., 1973). В ряде пунктов, по данным этих авторов и более ранним исследованиям, базальты лежат на фаунистически охарактеризованных отложениях указанного возраста или в плейстоценовых долинах (Домбровский, 1927; Влодавец, 1950, 1955). По-видимому, можно достаточно уверенно говорить о о послемiocеновом времени базальтовых излияний на Дариганге, последние отзвуки которых, может быть, происходили в историческое время (Мурзаев, 1948). Таким образом, хронология вулканических событий на Дариганге в общем совпадает с интервалом времени, в течение которого изливалась основная масса базальтоидов Центральной Монголии, хотя начало кайнозойской вулканической деятельности там датируется более ранним временем.

Геоморфологические наблюдения и палеомагнитные данные позволили выделить три генерации базальтов на основании степени сохранности форм вулканического рельефа и характера намагниченности пород (Корина и др., 1973). С этой точки зрения базальтовые покровы северо-западной части плато являются более древними по сравнению с базальтами юга. Самую юную генерацию составляют долинные потоки вулкана Дэотол-Хан, урочищ Арагол и Байн-Булак, а также долины Цамжак. Исследование строения базальтового плато и состава слагающих его пород, проведенное нами, также показывает, что формирование этого огромного вулканического чехла происходило в несколько этапов, и он гетерогенен в возрастном отношении в разных своих частях. Перемены в вулканической деятельности отмечены пачкой тонкослоистых кварцевых песчаников, которая разделяет два разновозрастных комплекса базальтов в центральной части плато на южных склонах вулкана Барун-Нэртэ-Ула в ступенчатых обрывистых обнажениях.

Строение вулканического плато и внутреннее расчленение комплекса платобазальтов расшифровываются с трудом из-за слабой расчлененности по вертикали и плохой обнаженности, ибо, как правило, вскрыты лишь покровы верхней части плато. Тем не менее в единичных пунктах можно наблюдать сравнительно полный его разрез. Такой редкий случай представляет собой эрозионный останец плато горы Асхатэ в северной, более древней части плато (рис. 6). Он состоит из 14 потоков общей мощностью 100 м. Мощность отдельных потоков колеблется от 3 до 10 м, а в одном случае достигает 15 м. В основном это черные и темно-серые нефелиновые базаниты, афировые или с вкрапленниками титан-авгита и оливина, иногда пористые шихлунитовые, иногда массивные с крупнотолбчатой вертикальной отдельностью. Среди них отмечены потоки нефелиновых гавайитов более светлоокрашенные и тонкоплитчатые, тоже содержащие фенокристы пироксена и оливина, а также внешне похожие на них оливиновые базальты. В верхней части этого разреза лавовые потоки сложены толеитовыми базальтами и оливиновыми толеитами мощностью 3, 4 и 12 м. Они представлены темноокрашенными афировыми или с оливин-плагиноклазовой фенокристовой ассоциацией разновидностями, которые местами выделяются очень крупнотолбчатой отдельностью (диаметр столбов до 2 м). Толеитовые базальты, таким образом, составляют 1/5 часть общего гавайит-базанитового разреза горы Асхатэ.

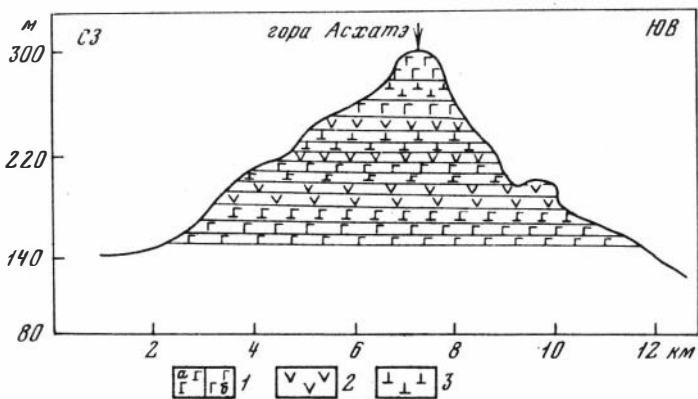


Рис. 6. Фрагмент стратифицированного плато Дариганга в районе горы Асхатэ

1 — нефелиновые базаниты (а) и щелочные оливиновые базальты (б);
2 — гавайиты; 3 — толеитовые базальты

Данный разрез не дает нам полного представления о мощности платообразного базальтового чехла Дариганга, так как в районе горы Асхатэ мы лишены возможности наблюдать его подошву. Однако приводимые в литературе цифры (несколько десятков метров) явно занижены. Только фрагмент четко горизонтально стратифицированного плато в районе горы Асхатэ имеет видимую мощность 100 м. Таким образом, даже в пределах более древней северо-западной части мощность плато превышает, по-видимому, 100 м. В целом же она, очевидно, должна быть определена более высокой цифрой.

Как в районе горы Асхатэ, так и в других участках Дариганги господствующей разновидностью в комплексе пород плато являются лавы. Однако в центральной части плато нами обнаружены следы эксплозивной деятельности вулканов, формировавших лавовый комплекс плато. В районе колодца Дзамагин-Худок и в 10 км к юго-западу от горы Баин-Цаган на южных склонах небольшого лавового конуса обнажен фундамент вулкана, позволяющий видеть, что основанием 80-метрового базальтового плато является мощная (30–40 м) пачка красноцветных грубообломочных туфогенно-осадочных пород и туфов, пересеченная дайками и штокообразными телами муджиеритов. Базальтовые туфы представлены пепловой фацией с отдельными осколками черных мегакристаллов высокоалюминиевого авгита лапиллиевой размерности. Туфы цементируют гальку, валуны, а также неокатанные угловатые обломки и глыбы гранитоидов, древних эффузивов и сланцев. Максимальные размеры валунов и глыб 1–2 м. Это интересный и важный горизонт плато, показывающий, что первоначальные продукты вулканической деятельности, изверженные на значительно эродированную, покрытую галькой и валунами древних пород поверхность, представлены пирокластическими образованиями.

Аналогичная картина наблюдается в ступенчатых обрывах плато в 6 км к северо-северо-востоку от вулкана Дзун-Нэрэтэ. Здесь в юго-восточном обрыве плато у горы Баин-Хурэ в основании серии потоков, сложенных нефелиновыми гавайитами с ультраосновными ксенолитами и базанитами с хорошо заметной вариолитовой структурой, наблюдаются пепловые и лапиллиевые туфы.

Достаточно уверенно можно говорить о том, что начало вулканической деятельности, в итоге которой сформировано гигантское лавовое плато, отмечено пирокластическими эксплозиями.

Состав базальтоидов стратифицированного покрова варьирует в разных частях плато. Если для северной части (гора Асхатэ) характерны нефелиновые базаниты с подчиненными гавайитами и толеитами, то в центральной части (район гор Дзун-Нэрэтэ-Ула, Баин-Хурэ) явно преобладают нефелиновые гавайиты, часто с вариолитовой структурой и шаровой отдельностью. Реже в пос-

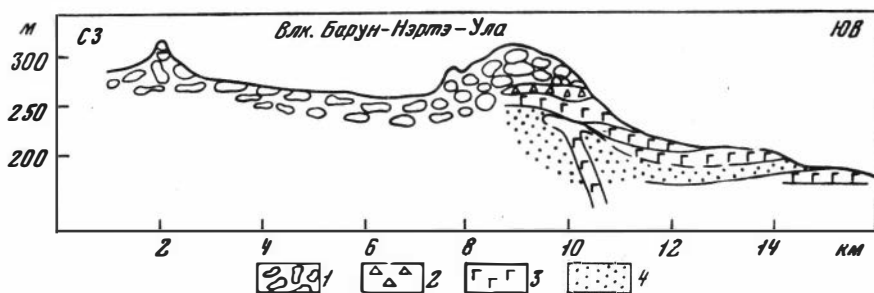


Рис. 7. Схема строения лавового фундамента для полигенного вулкана Барун-Нэртэ-Ула (плато Дариганга)

1 - агглютинаты вулканической постройки; 2 - базанитовые брекчии; 3 - базаниты; 4 - кварцевые песчаники

леднем случае отмечаются базаниты и щелочные оливиновые базальты. Южная часть плато сложена преимущественно нефелиновыми муджиеритами, среди которых изредка встречаются базаниты.

Базальты многочисленных вулканических аппаратов Дариганги образуют более молодую по отношению к базальтам плато генерацию. Вулканические постройки, количество которых исчисляется сотнями, рассеяны по всему вулканическому плато, весьма разнообразны по морфологии и строению и однообразны по своим размерам (диаметр основания 700–1500 м, высота 50–150 м, диаметр кратера 100–300 м). Одиночные конусы группируются кучками или располагаются цепочками на протяжении 10–16 км, сливаясь в вулканические гряды. Как правило, это одноактные образования, и только немногие из них можно охарактеризовать в качестве полигенных построек, сформированных в два, максимум три этапа. В строении вулканических конусов принимают участие лавы и агглютинативные накопления (рис. 7). Спекшийся грубообломочный пирокластический материал весьма характерен для построек центральной части Дариганги, однако нигде не отмечается в покровной фации. Состав пород, образующих вулканические конусы, варьирует в разных частях плато. В северной группе сильно эродированных вулканов преобладают базанитовые постройки, наряду с которыми наблюдаются конусы, сложенные меланефелинитами и в единичных случаях нефелиновыми муджиеритами. В центральной группе вулканов резко преобладают базанитовые конусы, сформировавшиеся, как было отмечено выше, на существенно гавайитовом по составу плато. Южная группа вулканов резко выделяется и обилием, и разнообразием петрографических типов пород, образующих вулканические постройки. Здесь установлены нефелин-муджиеритовые конусы (вулканы Гангын-Цаган, Дзамагин, Будун-Тологой и др.), нефелин-гавайитовые вулканы (Хэрэ-Будун, Шилин-Богдо, Баин-Цаган, Гурван-Хэрэт, Алтын-Обо и др.), нефелин-базанитовые вулканы (Унцун, Барун-Хунэг), постройки, сложенные щелочными оливиновыми базальтами (Талый-Уха) и даже толеитами (Дусы). В строении отдельных вулканических аппаратов наблюдается несколько из перечисленных разновидностей. Таковы, в частности, меланефелиниты и муджиериты вулкана Богдин-Эмэл, базаниты, гавайиты и муджиериты вулкана Хэрэ-Будун и т.д.

Все сказанное выше позволяет предположить, что трещинные излияния, обычно рассматриваемые как причины образования плато типа Дариганги, вряд ли имели место здесь в значительных масштабах, равно как и извержения центрального типа с долгоживущими вулканическими центрами. Строение и фациальный состав плато, обилие относительно равномерно рассеянных, небольших по размерам одноактных вулканических построек, скорее всего, говорят о массовых базальтовых излияниях ареального типа, повторяющихся, может быть, не один раз.

Подавляющее большинство пород вулканического ареала Дариганги составляют щелочные базальтоиды; базаниты и нефелиновые гавайиты. Реже отмечают-

ся оливиновые меланефелиниты и нефелиновые муджиериты. Экзотичное явление представляют единичные потоки трахибазальтов и толеитовых базальтов, встреченных нами вверху разреза лавового плато горы Асхатэ. Преобладают меланократовые разновидности, состоящие из различных количественных сочетаний магнезиального оливина, титан-авгита, эгирин-авгита и стекла. Плагноклазовая составляющая (лабрадор, андезин, реже — олигоклаз) всегда подчинена фемической части пород. Отмечаются анальцит, интерстиционный щелочной полевой шпат, апатит, рудные минералы. Нефелин редко обнаруживается в лавах, однако псевдоморфозы анальцита по этому минералу — частое явление. В нормативном составе лав содержание нефелина вырастает до 20%, колеблясь в среднем около 10%. Большинство базальтоидов Дариганги содержит мегакристаллы высокоалюминиевого авгита, оливина и впервые отмеченного В.И. Влодавцем анортотлаза (Влодавец, Шаврова, 1953). В отличие от калиевых базальтоидов, где главная роль в мегакристовой ассоциации принадлежит повсеместно распространенному санидину, типоморфным минералом для фаз высокого давления в натриевых сериях является пироксен. Его черные стекловидные кристаллы гигантских размеров (до 10 см) и более мелкие их фрагменты встречаются практически во всех конусах центральной и южной полос, а также в лавах плато и пирокластических породах.

Характеристика базальтоидов Дариганги будет неполной, если не отметить огромного количества разнообразных ксенолитов ультраосновных пород. Кроме шпинелевых лердолитов, столь типичных для Центральной Монголии, здесь обнаружены зеркальные пироксениты (вебстериты, гарцбургиты, оливиновые клинопироксениты), верлиты, а также черные пироксениты. По данным В.И. Влодавца (1969), отмечаются эклогитоподобные гранатсодержащие ксенолиты.

АССОЦИАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ И ТОЛЕИТОВЫХ ПОРОД (ХАЛХИНГОЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ)

Породы своеобразной базальтовой группы встречены нами только на крайнем востоке Монголии в Халхингольском вулканическом районе. Они перекрывают верхнюю террасу р. Нумургин-Гол, образуя плато с двумя сохранившимися конусообразными вулканами (Селиванов, 1972). Поскольку возраст террасы определяется как плиоцен-раннечетвертичный, излияния халхингольских базальтов не могут быть более древними. Мощностъ лавового комплекса плато колеблется в значительных пределах: от первых десятков метров до 100 м. Это наименее изученное лавовое поле Монголии, по которому мы пока располагаем ограниченным числом данных. Однако ассоциация пород столь своеобразна и необычна для внутриконтинентального вулканизма, что имеет смысл кратко изложить предварительные результаты их изучения.

Ассоциация щелочных и толеитовых пород объединяет породы резко различного петрохимического типа. Преобладающее развитие имеют толеитовые андезиты, которым подчинены трахибазальты, базаниты и гавайиты. Непосредственные взаимоотношения между двумя группами пород не наблюдались. Косвенные соображения, основанные на анализе их пространственного распределения, говорят об относительно более древнем возрасте щелочных и трахитовых лав.

В отличие от единичных находок гиперстен-нормативных и толеитовых базальтов, среди пород первых двух щелочных серий толеитовые андезиты Халхингольского района образуют местами сплошные покровы мощностью до 20-30 м, как это имеет место в обрывах террасы Нумургин-Гол близ горы Хабирга.

Это весьма слабо раскристаллизованные стекловатые лавы, основной минеральный парагенезис которых представлен клинопироксеном и плагноклазом. Ни мегакристаллы, ни ультраосновные включения пока в пределах Халхингольского поля не обнаружены.

**АССОЦИАЦИЯ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ
(ДЗАБХАНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ)**

Наряду с резко преобладающими щелочными базальтоидами среди продуктов кайнозойского вулканизма Монголии наблюдаются вулканы также базальтового типа, которые по особенностям химизма относятся к ряду известково-щелочных пород (см. табл. 9). Нешелочные базальты толеитового типа отмечались и ранее, но это были единичные представители, тесно связанные по происхождению, геологическим и петрохимическим особенностям с группой щелочных базальтоидов главным образом натриевого профиля. В данном случае мы имеем самостоятельную группу известково-щелочных базальтов, которая резко обособлена в пространстве и значительно удалена от областей проявления щелочного кайнозойского вулканизма в Центральной Монголии. Они также обособлены по времени, представляют собой наряду с олигоценовыми щелочными базальтами Долины Озер одно из наиболее древних проявлений ранне-третичного вулканизма на территории Монголии, не считая эоценовых (по данным Е.В. Девяткина) базальтов Заалтайской Гоби. И, наконец, по особенностям химизма они также отличаются от толеитовых дериватов щелочно-базальтоидных магм.

Дзабханский вулканический ареал, в пределах которого установлены необычные для Монголии известково-щелочные базальты, расположен в Северном тектоническом мегаблоке. Он связан с зоной одноименного названия, которая относится к геосинклинальным областям, возникшим на древнем континентальном основании (Тектоника МНР, 1974). В строении Дзабханской геосинклинальной зоны принимают участие рифейские и нижнепалеозойские субаэральные эффузивы пестрого состава, а также мощные карбонатно-терригенные толщи с интрузиями гипербазитов и пород щелочно-гранитной формации.

Дзабханское кайнозойское вулканическое поле приурочено к дугообразному глубинному разлому, подчеркнутому излучиной р. Дзабхан, примерно в 16 км ниже по течению от сомона Цаган-Олом (Тайшир) в 40 км севернее аймачного центра Гоби-Алтай. Здесь горизонтально лежащий базальтовый покров несогласно перекрывает древние кислые вулканические и интрузивные породы.

На площади около 50 км² прослеживается почти непрерывный лавовый стратифицированный покров максимальной мощности 30-34 м. Местами его мощность сокращается до 5-10 м. Несмотря на весьма незначительную мощность, покров гетерогенен по возрасту и сформирован в процессе двух проявлений вулканизма, отвечающих олигоценовому и, по-видимому, миоценовому или плиоценовому времени (Beres, Rutkovski, 1970; Девяткин и др., 1973). Перерыв вулканической деятельности отмечен в некоторых участках красноцветными глинами, разделяющими в вертикальных разрезах базальтового чехла разновозрастные лавовые потоки. По данным Е.В. Девяткина, глины относятся к среднему - верхнему олигоцену. Верхний возрастной рубеж определен перекрытием базальтового покрова плейстоценовыми аллювиальными галечниками террасы р. Дзабхан (Девяткин и др., 1973).

Излияния базальтов связаны с зоной глубинного разлома древнего заложения, который подновлялся в альпийское время. Однако тектоническая активизация этой зоны продолжалась, по-видимому, и после излияния базальтов. Об этом говорят слабые деформации базальтового покрова и разрывные нарушения, по которым происходят незначительные вертикальные перемещения с образованием ступенчатых уступов. В обрывах террас р. Дзабхан распространены оползневые явления. Некоторые разрывные нарушения отмечены зонами своеобразного "рассланцевания" базальтов в виде очень тонкой плитчатой отделимости, сети параллельных и перекрещивающихся трещин с интенсивной поствулканической карбонатизацией.

Наиболее полный разрез базальтового покрова вскрыт в левобережных террасах р. Дзабхан, где от уреза воды (снизу вверх) отмечаются последовательно пять лавовых фрагментов: 1) поток массивных черных, с редкими вкрапленниками железненого оливина базальтов мощностью 4-5 м; 2) поток миндалекаменных, более светлоокрашенных базальтов мощностью 4-5 м;

3) пачка чередующихся массивных и миндалекаменных потоков андезито-базальтов мощностью 1–2 м; 4) поток пятнистых, со скорлуповатой и шаровой отдельностью оливиновых базальтов мощностью 11–10 м; 5) поток массивных черных трахибазальтов мощностью 5 м. Горизонт красноцветных олигоценовых глин залегает под двумя верхними потоками, но обнаруживается далеко не во всех обнажениях базальтов по р. Дзабхан. Следует отметить также, что на большей части Дзабханского лавового поля наблюдаются главным образом два верхних базальтовых потока, так что на значительном протяжении это преимущественно двучленный базальтовый чехол с черными, иногда со столбчатой отдельностью массивными трахибазальтами и подстилающими их светлоокрашенными, с голубоватым оттенком и шаровой отдельностью базальтами. Выветрелые и гидротермально измененные участки шаровых базальтов, отдельность которых специально изучал В.И. Громин (1977), иногда напоминают горизонты вулканических бомб, которые ошибочно можно принять за пирокластические накопления.

Подводящие каналы представлены дайками базальтов с максимальными размерами 50 × 200 м, а также базальтовыми некками диаметром несколько десятков метров. Однако число последних преувеличено предыдущими исследователями благодаря широко распространенной ошибке, когда останцы стратифицированного платообразного покрова принимаются за элементы центральных вулканических аппаратов из-за конусообразных эрозионных форм, очень широко распространенных в Южной Монголии, в частности в ряде мест Заалтайской Гоби. Базальтовые некки, наблюдавшиеся нами, часто не выделены в рельефе вообще, но хорошо различаются в вертикальных обнажениях благодаря характерной горизонтальной и веерообразной столбчатой отдельности, а также внешнему облику лав, визуально отличающихся от вмещающих базальтов. Отмечены случаи непосредственных переходов базальтовых некков, залегающих в породах фундамента, в покровные фации базальтов (2–3 км к северо-востоку от перевала Хабагани–Дюрильджи). Поверхностные постройки в виде вулканических конусов, характерных для более молодых этапов базальтовых излияний, не обнаружены.

ПЕТРОХИМИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические проявления, тесно связанные с процессами, происходящими в недрах Земли, являются одним из наиболее доступных на сегодняшний день источников информации о составе и строении глубинных зон коры и верхней мантии. Петрохимические особенности континентальных щелочно-базальтоидных ассоциаций мантийного генезиса, богатых глубинными минеральными включениями и глубинными ксенолитами, представляют материал, позволяющий, с одной стороны, судить о составе глубинных областей генерации соответствующих расплавов, а с другой – решать петрогенетические вопросы, связанные, в частности, с проблемами происхождения щелочно-базальтоидных вулканических серий. Один из таких примеров – проявления кайнозойского вулканизма в монгольском секторе Центрально-Азиатской вулканической провинции. Петрохимические особенности кайнозойских вулканических пород этой территории изучены далеко не полно, а имеющиеся сведения такого рода носят отрывочный и больше петрографический характер (Окнова, 1940; Влодавец, 1950, 1955, 1969; Амантов, 1959; Еремеев, 1969; Северов, Тихомирова, 1959). Полученные нами новые материалы существенно расширяют сложившиеся к настоящему времени представления о щелочной кайнозойской вулканической провинции Восточной и Центральной Азии. На основе статистических методов петрохимического анализа, существо которых изложено ранее (Кепежинская, 1969, 1970а, б), дан анализ особенностей химизма кайнозойских вулканических пород в разных частях рассматриваемой территории: установлены закономерности латеральных петрохимических изменений, выделены различные по химическому составу ассоциации щелочных базальтоидов и известково-щелочных пород. На основе изучения петрохимических вариаций внутри этих групп пород установлены закономерности эволюции щелочно-базальтоидных магм, типы дифференциации серий вулканических пород и рассмотрены вопросы петрогенезиса базальтов различного петрохимического профиля. Эти материалы послужили основой для петрохимического сравнения с кайнозойскими, главным образом базальтовыми, сериями смежных территорий Центральной Азии и других регионов с целью установления места щелочно-базальтоидных ассоциаций Монголии в ряду базальтовых формаций континентальных и океанических областей.

Определение формационного типа базальтоидных ассоциаций Монголии в целом по классификации магматических формаций Ю.А. Кузнецова и их петрохимической характеристике, данной В.А. Кутолиным (Кузнецов, 1964; Кутолин, 1972), вызывает известные трудности в связи с тем, что эти породы сочетают в себе петрохимические признаки двух формаций: континентальной оливин-базальтовой и щелочно-базальтоидной. И тем не менее такие особенности, как более высокая щелочность монгольских базальтоидов, определенно более низкая глиноземистость и повышенная магниальность их по сравнению с базальтами континентальной оливин-базальтовой формации (Кутолин, 1972, табл. 34), позволяют рассматривать их в качестве относительно менее щелочных и более кремненасыщенных представителей щелочно-базальтоидной формации (Кузнецов, 1964; Белоусов, 1976).

ЗАМЕЧАНИЯ ПО МЕТОДИКЕ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛА

В процессе петрохимического изучения вулканических пород Монголии использована номенклатура щелочных базальтоидов на основе элементов химизма, нормативной и модальной минералогии, а также индексов дифференциации (Coombs, Wilkinson, 1969; Irvine, Baragar, 1971). Схема этой классификации представлена в табл. 2, а выбор ее продиктован стремлением и необходимостью показать чрезвычайное разнообразие петрохимических и петрографических особенностей семейств щелочных базальтов. Кроме того, широкое развитие среди базальтоидов Монголии стекловатых и полураскристаллизованных разновидностей заставляет чаще обычного обращаться к нормативному составу при определении их типа.

Это представляет также определенный смысл в целях сравнительного петрохимического анализа с соответствующими кайнозойскими вулканитами других континентальных (Австралия, Африка) и океанических (Гавайские острова, острова Южной Атлантики) областей, где в основном применяется данная номенклатура.

При диагностике калиевых щелочных пород привлекалась отчасти классификация А. Холмса, использованная в отечественной литературе (Герасимовский, Поляков, 1974). Для отделения щелочных пород от нещелочных (толеитовых или субщелочных) применялся также дискриминатор Ле Мэтра (Le Maitre, 1968) или использовалась граница полей нещелочных и щелочных вулканитов в координатах $Na_2O + K_2O$ и SiO_2 (Macdonald, Katsura, 1964). Уравнение дискриминантной функции, разделяющей любые по основности породы щелочной и щелочноземельной серий, выведенное Ле Мэтром на основе 1174 анализов по 44

Таблица 2

Номенклатура щелочных базальтовых пород (Irving, 1971)

Нормативный плагиоклазо- вый состав $an/ab+an$	Индекс диф- ференциации $qz + or + ab +$ $+ ne + lc$	$hy \geq 2\%$	$hy \leq 2\%$, $ne \leq 0,5\%$	$0,5 < ne \leq 5\%$	$ne > 5\%$
44	< 65	Толеит (включая оливиновый толеит с нормативным O) и квар- цевый с нор- мативным Qz)	Оливино- вый ба- зальт	Щелочной оливино- вый ба- зальт	Базанит
30-44	< 65			Гавайит	Нефелино- вый гавай- ит
10-30	< 65			Муджирит	Нефелино- вый муд- жирит
	65-75			Бенморит	Нефелино- вый бенмо- рит
	> 75			Натриевый трахит	Фонолит

провинциям, имеет следующий вид:

$$D_{(x)} = -0,346 \text{ SiO}_2 + 0,511 \text{ TiO}_2 - 0,273 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,213 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 0,155(\text{FeO} + \text{MnO}) + \\ + 0,001 \text{ MgO} - 0,356 \text{ CaO} + 0,386 \text{ Na}_2\text{O} + 0,446 \text{ K}_2\text{O}.$$

В расчетах требуется предварительное приведение к 100 используемых при этом девяти окислов. Для щелочных пород $D_{(x)} < -24,6$, для щелочноземельных — больше этой величины.

Термин "ассоциация" употребляется нами для обозначения конкретной природной ассоциации, в которую группируются вулканические образования по составу, местоположению, тектонической позиции и возрасту.

Сравнительный статистический анализ химизма по разным регионам проведен только для щелочных базальтов, так как эти породы преобладают среди рассматриваемых кайнозойских вулканических полей и охарактеризованы достаточным количеством анализов. При сравнении пород щелочного ряда к базальтам отнесены те из них, которые содержат менее 53% SiO_2 .

Следует также отметить, что при петрохимическом сравнении различных вулканических ассоциаций по Прибайкалью привлекались породы только из покровов, ввиду того что возраст субвулканических образований не всегда определяется достаточно точно.

ОБЩАЯ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ КАЙНОЗОЯ МОНГОЛИИ

Континентальные серии щелочных базальтов Монголии группируются в калиевую и натриевую ассоциации, которые преобладают среди продуктов кайнозойского вулканизма этой территории. Значительно реже распространены породы иного петрохимического типа, выделенные нами в качестве ассоциации щелочных и толеитовых пород, а также ассоциации известково-щелочных базальтов. Вероятностная оценка петрохимического сходства и различия может быть дана только для первых двух групп, представленных достаточным для этих целей количеством анализов (табл. 3).

Сравнение калиевой и натриевой ассоциаций Монголии показывает, что по особенностям химизма натриевые базальтоиды Дариганги отличаются от наиболее типичного представителя калиевой ассоциации — базальтоидов Хангая по целому ряду параметров состава. Прежде всего они характеризуются менее высокими содержаниями K_2O ($t_{\text{выч}} = 7,72$; $t_{01} = 2,63$; $t_{05} = 1,98$; $t_{\text{выч}} > t_{01}$) при отсутствии статистически значимых различий по содержанию Na_2O . Они также имеют более высокие содержания MgO ($t_{\text{выч}} = 3,29$; $t_{\text{выч}} > t_{01}$), CaO ($t_{\text{выч}} = 8,2$; $t_{\text{выч}} > t_{01}$) и FeO ($t_{\text{выч}} = 3,97$; $t_{\text{выч}} > t_{01}$) при сходстве в концентрации Fe_2O_3 . Вместе с тем, щелочные базальтоиды Дариганги выделяются существенно меньшими содержаниями Al_2O_3 ($t_{\text{выч}} = 9,4$; $t_{\text{выч}} > t_{01}$), а по концентрации SiO_2 в этих выборках вопрос о различиях решается неопределенно.

Таким образом, базальтоиды натриевой ассоциации Дариганги представляют собой низкоглиноземистую и высокомагнезиальную группу пород с более низким содержанием калия, которые по Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO и K_2O статистически значимо отличаются от базальтоидов калиевой ассоциации Хангая.

Средние составы двух пространственно разобнесенных групп базальтоидов Долинозерского и Хангайского вулканических ареалов внутри калиевой ассоциации весьма близки, хотя между ними и обнаруживаются некоторые различия. В частности, калиевые базальтоиды Хангая имеют высокие содержания FeO ($t_{\text{выч}} = 3,98$; $t_{01} = 2,63$; $t_{\text{выч}} > t_{01}$) и характеризуются тенденцией к более высоким концентрациям MgO и менее высоким — SiO_2 . Таким образом, в целом калиевые базальтоиды этих двух вулканических ареалов обнаруживают большое сходство средних составов.

Таблица 3

Средние значения и средние квадратичные отклонения содержаний (в вес.%) чешских ассоциаций Монголии

Состав	Ассоциация щелочных базальтоидов					
	калиевая			натриевая		
	Вулканические ареалы					
	Долиноозерский		Хангайский		Даригангский	
	\bar{X}^*	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
SiO ₂	48,94	2,30	47,97	1,97	47,11	2,35
TiO ₂	2,46	0,25	2,25	0,42	2,65	0,49
Al ₂ O ₃	14,87	1,38	14,81	1,15	12,63	1,45
Fe ₂ O ₃	4,86	1,75	3,67	1,96	4,02	2,29
FeO	5,48	1,52	6,87	1,96	8,15	1,77
MnO	0,18	0,11	0,18	0,08	0,22	0,04
MgO	6,91	2,38	7,77	1,38	8,61	1,83
CaO	8,29	1,33	7,78	0,80	9,53	1,47
Na ₂ O	3,98	0,62	3,75	0,81	3,74	0,77
K ₂ O	2,76	0,78	2,94	0,83	1,79	0,61
П.п.п.	1,66	0,92	1,18	0,80	0,89	1,15
Сумма	100,39		99,27		99,34	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	38,7		38,1		39,5	
Число анализов	47		58		77	

* Здесь и далее в аналогичных таблицах – статистические параметры.

АССОЦИАЦИЯ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Одной из главных петрохимических особенностей калиевой ассоциации щелочных базальтоидов Монголии является значительная неоднородность состава, проявляющаяся как в существовании разных петрохимических групп пород внутри ассоциации в целом, так и в петрохимических вариациях этих групп с переходом от одного вулканического ареала к другому. Кроме того, отдельные пространственно разобщенные и иногда значительно удаленные друг от друга базальтоидные поля различаются особенностями и направлением магматической эволюции. В процессе исследования пород калиевой ассоциации выявлено несколько таких ареалов, характеризующихся петрохимическим своеобразием: 1) Хангайский, включающий базальтовые поля Тарятской впадины и рек Орхон, Хануй-Гол; 2) Долиноозерский, охватывающий также частично третичные базальтоидные покровы южного склона Хангая (*Предхангайские равни-

Ассоциация щелочных (1) и толеитовых (2) пород			Ассоциация известково-щелочных базальтов	
Вулканические ареалы				
Халхингольский			Дзабханский	
\bar{X}	\bar{X}	S	\bar{X}	S
47,50	55,33	2,95	49,50	0,50
1,94	1,28	0,23	2,19	0,22
13,35	14,09	0,74	17,58	0,88
6,10	1,37	1,35	3,55	0,89
5,60	7,79	0,63	5,94	0,94
0,24	0,20	0,03	0,15	0,10
9,30	5,42	0,05	6,67	1,70
9,25	8,22	1,07	7,59	0,25
3,95	3,50	0,05	3,12	0,23
1,43	0,58	0,20	1,78	0,25
2,00	0,06	0,04	1,90	0,80
100,66	98,84		99,97	
33,4	46,8		38,5	
2	5		6	

ны", по Селиванову, 1972); 3) Барун-Хурайский и 4) Прихубсугульский. Базальтоиды этих вулканических ареалов различаются прежде всего вариациями в ряде петрографических типов пород. Если в Барун-Хурайской котловине и Прихубсугулье наблюдаются почти исключительно базальтоиды с содержанием $SiO_2 < 48\%$ в первом случае и $SiO_2 < 52$ - во втором, то для Хангайской и Долиноозерской ассоциаций характерно появление и более кислых разновидностей, хотя количество их резко подчинено преобладающим базальтоидам.

Средний состав базальтоидов ($SiO_2 < 53\%$) и более кислых по составу пород ($SiO_2 > 53\%$) приведен в табл. 4. Объемы выборок не позволяют во многих случаях произвести статистический анализ. Такое сравнение можно осуществить лишь для базальтоидов Долины Озер и Хангайской ассоциации ($n = 47$ и $n = 35$), тем более, что почти все окислы, за исключением MnO , имеют в них нормальный характер распределения. Содержания Ti , Al_2O_3 и Na в базальтоидах этих ареалов не различаются, в то время как окислы других петро-

Таблица 4

Средний состав (в вес.%) различных групп калиевой ассоциации базальтоидов

Состав	Тарятская впадина		Реки Хануй-Гол, Орхон (+вулканы Того-Ула)			
	SiO ₂ < 53%		SiO ₂ < 53%		SiO ₂ > 53%	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
SiO ₂	47,68	1,84	48,92	2,13	53,91	0,67
TiO ₂	2,32	0,19	2,43	0,24	2,38	0,43
Al ₂ O ₃	14,67	1,07	14,54	0,84	14,64	0,73
Fe ₂ O ₃	2,96	1,35	4,75	2,29	2,43	0,85
FeO	7,55	1,32	5,48	2,36	6,26	0,81
MnO	0,20	0,08	0,17	0,05	0,15	0,02
MgO	7,87	1,20	7,60	1,57	5,74	0,67
CaO	7,66	0,71	7,91	0,82	6,77	0,48
Na ₂ O	3,83	0,83	3,99	0,37	4,22	0,32
K ₂ O	3,18	0,81	2,86	0,47	2,48	0,18
П.п.п.	1,30	0,85	0,91	0,64	0,58	0,55
Сумма	99,22		99,56		99,56	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	38,5		36,1		42,2	
Число анализов	35		14		10	

генных элементов обнаруживают статистически значимые различия. Базальтоиды Хангайской калиевой ассоциации отличаются от аналогичных пород Долиноозерской ассоциации меньшей кальциевостью (для CaO $t_{\text{выч}} = 2,74$; $t_{01} = 2,66$), железистостью (для $100\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$ $t_{\text{выч}} = 4,7$; $t_{01} = 2,68$) и кремнеземистостью (для SiO₂ $t_{\text{выч}} = 2,97$; $t_{01} = 2,64$). Решение вопроса о наличии статистически значимых различий по содержанию калия дает неопределенный ответ (для K₂O $t_{\text{выч}} = 3,39$; $t_{05} < t_{\text{выч}} < t_{01}$). Таким образом, практически не различаясь по щелочности, средние составы базальтоидов Хангайской и Долины Озер обнаруживают различия по другим параметрам.

Сопоставление средних составов базальтоидов во всех выделенных ареалах выявляет петрохимическое своеобразие базальтоидов Барун-Хурайской котловины, для которых характерны более высокие концентрации Ti, Fe³⁺ и Ca при более низкой глиноземистости, магнезиальности, кремнеземаемости и относительно близкой щелочности.

Для пород трахитового андезито-базальтового состава Хангайского и Долиноозерского ареалов намечаются существенные различия по железистости и тенденция к меньшей калиевоности в Хангайском ареале. В последнем относительно однородная группа трахитовых андезито-базальтов, наиболее представленная в пределах вулканических полей рек Орхон и Хануй-Гол, включает также единичные разновидности нещелочных андезито-базальтов, приближающихся по содержанию калия к толеитовым породам и зафиксированным в плиоцене Тарятской впадины (см. Прил. I).

в различных вулканических полях

Долина Озер				Прихубсугулье		Барун-Хурайская котловина	
SiO ₂ < 53%		SiO ₂ > 53%		SiO ₂ < 53%		SiO ₂ < 53%	
\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
48,94	2,30	54,78	1,14	48,38	1,57	45,47	1,96
2,46	0,25	2,15	0,33	2,01	0,63	2,84	0,15
14,87	1,38	14,99	0,81	15,42	1,51	13,85	1,28
4,86	1,75	3,48	1,70	4,96	3,14	6,76	1,62
5,48	1,52	5,75	1,57	6,13	3,05	3,85	1,39
0,18	0,11	0,14	0,03	0,11	0,07	0,18	0,03
6,91	2,39	3,05	1,69	6,93	1,63	6,77	0,68
8,29	1,33	6,20	1,20	7,56	0,72	9,62	1,76
3,98	0,62	4,39	0,58	3,58	1,27	4,36	1,84
2,76	0,79	3,71	0,76	3,22	0,91	3,53	1,20
1,66	0,92	1,05	0,89	0,66	0,54	2,53	0,70
100,39		99,69		98,96		99,76	
38,7		57,2		45,3		43,2	
47		16		7		9	

В Долиноозерском ареале также среди более кислых представителей базальтоидной ассоциации наряду с преобладающими трахитовыми андезито-базальтами хангайского типа установлены единичные разновидности значительно более щелочных и железистых пород – бенморитов (см. прил. I).

Латеральная петрохимическая неоднородность калиевой ассоциации, связанная с вариациями химизма базальтоидов из различных ареалов, а в пределах последних из различных вулканических полей, представлена на диаграммах 8, 9, 10, характеризующих соотношение щелочности, железистости и содержания кремнезема в базальтоидах и подчиненных им количественно относительно более кислых породах. На этих диаграммах намечаются своеобразные тенденции магматической эволюции калиевых щелочно-базальтоидных расплавов Монголии. Они выявляются при анализе петрохимических вариаций во времени для отдельных вулканических полей и объектов в Хангайском и Долиноозерском ареалах, где пространственно совмещены проявления базальтоидного вулканизма различного возраста. Таковы плиоценовые и сменяющие их вверх по разрезу плейстоценовые базальтоиды в долинах рек Орхон и Хануй-Гол, базальтоиды различных возрастных генераций Тарятской впадины от плиоцена до голоцена включительно (табл. 5). На указанных диаграммах вариации состава для базальтоидов разных ареалов обозначены различным образом.

В пределах Долиноозерского ареала нередко мы видим пространственную разобшенность андезито-базальтов, с одной стороны, и базанитов – гавайитов –

Таблица 5

Средний состав (в вес.%) различных групп калиевой ассоциации базальтоидов

Состав	Корни вулканических излияний в плиоценовом покрове		Плиоцен, покровы			
			SiO ₂ < 53%		SiO ₂ > 53%	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	
SiO ₂	47,29	1,69	47,29	1,92	54,75	
TiO ₂	2,33	0,14	2,44	0,11	1,17	
Al ₂ O ₃	14,60	1,24	13,96	0,93	16,22	
Fe ₂ O ₃	3,82	0,95	1,72	0,87	5,09	
FeO	6,50	1,01	8,51	0,64	3,77	
MnO	0,19	0,02	0,20	0,02	0,15	
MgO	8,07	1,01	8,73	1,32	4,35	
CaO	7,76	0,65	8,08	0,58	8,40	
Na ₂ O	4,13	0,77	4,04	0,36	3,63	
K ₂ O	2,46	0,69	3,01	0,37	1,16	
П.п.п.	2,10	0,85	1,09	0,73	0,95	
Сумма	99,25		99,07		99,64	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	36,2		37,4		43,8	
Число ана- лиз	9		7		2	

муджиеритов – с другой. Поэтому в долиноозерском контуре соответствующих диаграмм такие лавы также обозначены по-разному (см. рис. 10).

Петрохимическое изучение серий вулканических пород, в которых породы связаны закономерными изменениями состава и близкими пространственно-временными взаимоотношениями, выявляет своеобразный эволюционный путь калиевых щелочно-базальтоидных магм. Для них в целом характерен сравнительно небольшой диапазон вариаций железистости ($f = 30-50\%$), который, по-видимому, отражает и относительно невысокую степень дифференциации. Исключением является вулканическая серия одного из многочисленных базальтовых плато Долиноозерского ареала, где наблюдается ряд пород с весьма заметными изменениями железистости от 30% в базанитах, гавайитах и муджиеритах до 80% в трахитовых андезито-базальтах и бенморитах. Однако если бенмориты всегда тесно связаны с базанитами – гавайитами – муджиеритами, то трахитовые андезито-базальты иногда образуют и локальные самостоятельные проявления. Так, в междуречье Туин-Гола и Тациин-Гола плато Эриэн-Тологой сложено своеобразной высокожелезистой серией пород трахитового андезито-базальтового состава ($f = 72-82\%$), которые при сравнительно низком содержании SiO₂ (54–55%) характеризуются необычайно низким для таких пород содержанием MgO (1,46 вес.%).

Отчасти эти разновидности напоминают трахилатиты Африканских рифтов (Герасимовский, Поляков, 1974). В других же случаях (плато Хара-Нюдуни, тонкостратифицированный покров горы Хашяту-Ула) такие высокожелезистые трахиандезиты появляются вверху разреза, сложенного калиевыми гавайитами

Базальтоиды вулкана Шаварын-Царам		Плейстоцен, покровы	Голоцен, покровы	
SiO ₂ < 53%		SiO ₂ < 53%	SiO ₂ < 53%	
\bar{X}	S	\bar{X}	\bar{X}	S
50,60	1,00	48,07	47,97	1,77
2,46	0,41	2,49	2,29	0,15
15,91	0,66	14,10	15,36	1,03
2,36	0,33	1,98	2,18	0,98
7,53	0,43	8,13	8,27	1,14
0,14	0,03	0,20	0,17	0,05
5,83	0,42	8,53	6,84	0,79
6,02	0,58	7,81	7,20	0,67
4,82	0,61	4,14	4,42	0,35
3,81	1,18	3,35	3,89	0,77
0,33	0,18	1,03	0,71	0,64
99,87		99,61	99,20	
47,3		37,7	38,1	
	7	3		9

и муджиеритами, которые в отличие от аналогичных пород, связанных с базанитами, имеют также высокую железистость (55–76%).

Как в более магнезиальных базальтоидах Тарятского, Орхон-Хануйгольского вулканических полей и Барун-Хурайского ареала, так и в очень пестрых по железистости базальтоидах Долины Озер практически отсутствует корреляция этого параметра с кремненасыщенностью и щелочностью (см. рис. 9, 11).

Пожалуй, лишь для пород Долины Озер отмечается весьма слабая зависимость между содержаниями (Na + K) и *f*. Как правило, лавы близкой магнезиальности могут принадлежать к очень разным по щелочности базальтоидам, классифицируемым как базаниты, гавайиты и муджиериты.

Эта особенность эволюции калиевых щелочно-базальтоидных серий существенно отличается от дифференцированного тренда нещелочных базальтов и толеитовых серий, в частности, где наблюдается сопряженное однозначное изменение щелочности и железистости (Соболев, 1936).

Весьма своеобразными являются также вариации содержания кремнезема и щелочности в сериях калиевых базальтоидов Монголии. В отличие от обычного боуэновского типа дифференциации с одновременным накоплением к концу этого процесса SiO₂ и щелочей мы наблюдаем иную картину. Так, в базальтоидной серии Орхон-Хануйгольского вулканического поля увеличение содержания SiO₂ от 45 до 55% идет на фоне одинакового насыщения щелочами (см. рис. 9). Среди базальтоидов Тарятской впадины породы с одинаковым или близким содержанием SiO₂ (45–50%) характеризуются весьма широким диапазоном

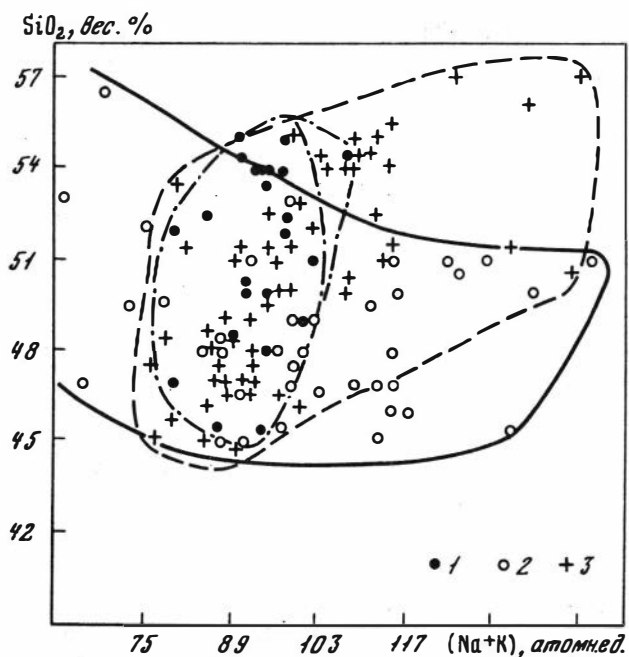


Рис. 8. Соотношение содержаний $(K+Na)$ и SiO_2 в породах калиевой ассоциации различных вулканических ареалов

Хангайский ареал: 1 - Тарятская впадина; 2 - район рек Орхон и Хан-нуй-Гол; 3 - Долиноозерский ареал

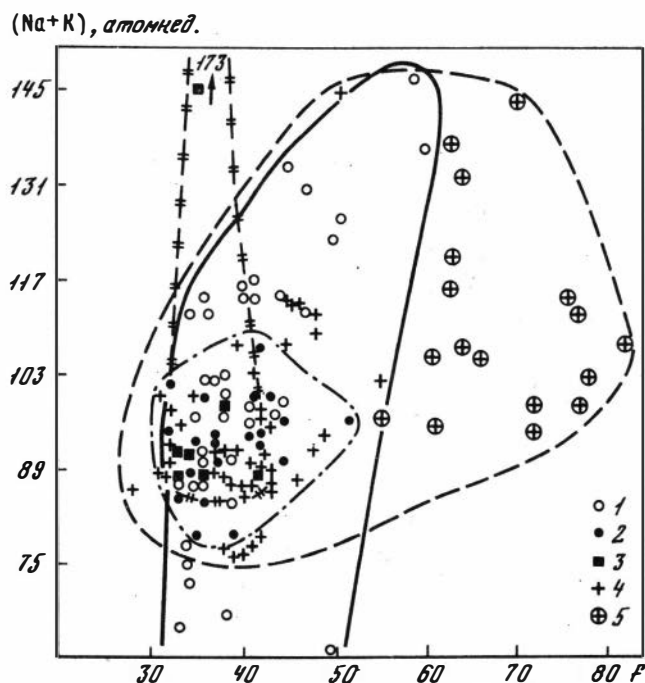


Рис. 9. Соотношение железистости и содержания $(K+Na)$ в породах калиевой ассоциации различных вулканических ареалов

Хангайский ареал: 1 - Тарятская впадина; 2 - район рек Орхон и Хан-нуй-Гол; 3 - Барун-Хурайский ареал. Долиноозерский ареал: 4 - магнезиальные вулканические серии; 5 - высокожелезистые вулканические серии (плато Эриэн-Тологой, Хашягу-Ула, Хурэн-Обо)

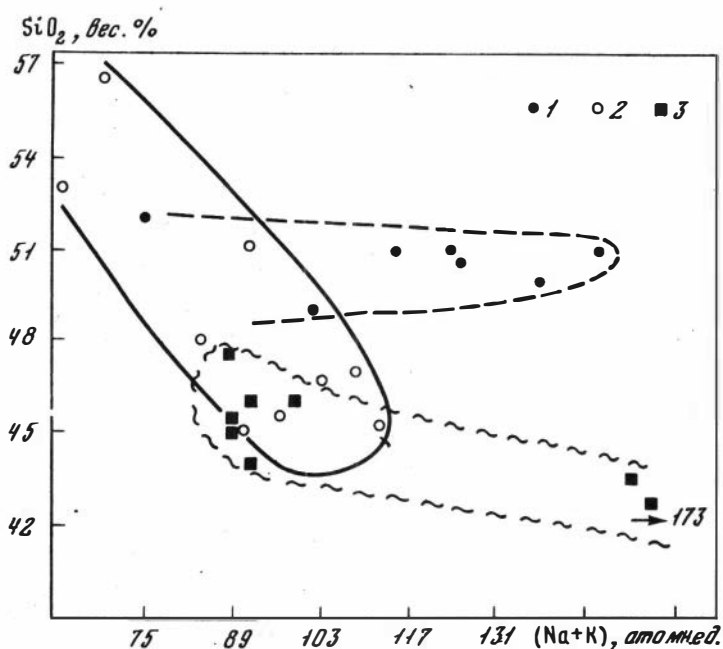


Рис. 10. Соотношение содержаний $(K+Na)$ и SiO_2 в породах отдельных вулканических центров и ареалов

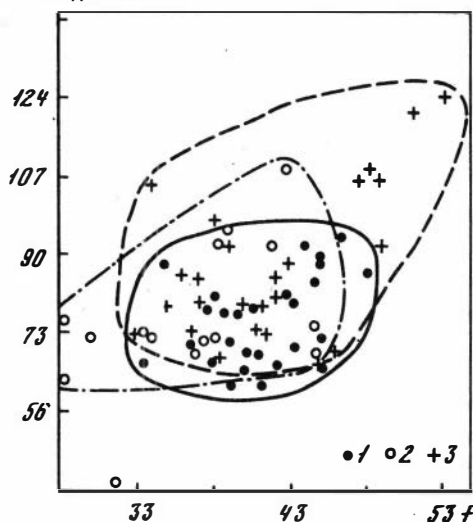
1 – Барун-Хурайская котловина; 2,3 – Тарятская впадина: 2 – эруптивный центр Шаварын-Царам, 3 – плиоценовые потоки р. Чулуту

колебания $(Na + K)$ (от 60 до 145 форм. ед.), а в целом намечается обратная корреляция между этими параметрами (см. рис. 9,10).

Если эти изменения рассматривать на более ограниченном по числу анализов материале, но зато на более однородных с геологической точки зрения выборках, отвечающих базальтоидам отдельных вулканических центров, то картина будет четкая (рис. 11). В едином 100-метровом разрезе плиоценовых базальтоидов Р. Чулуту в Тарятской впадине наблюдается уменьшение щелочности пород по мере насыщения их кремнеземом. Аналогичная, но менее резко выраженная зависимость прослеживается в лейцитовых базанитах Барун-Хурайской котловины. Среди базальтоидов вулканического центра Шаварын-Царам (Тарятская впадина) щелочность обнаруживает существенные колебания в породах с примерно одинаковым содержанием SiO_2 . Исключением из этого общего правила являются опять базальтоиды Долиноозерского ареала. Однако и здесь положительная корреляция между SiO_2 и $(Na + K)$ проявлена только в высокожелезистой и сравнительно "кислой" ветви базальтоидов, в то время как основная масса базанитов, гавайитов и муджиеритов характеризуется ростом содержаний SiO_2 на фоне более или менее постоянного баланса щелочей.

Важным обстоятельством является то, что при всех рассмотренных вариациях кремненасыщенности, железистости и щелочности калиевых базальтоидов они характеризуются постоянным соотношением K и Na . Самые разные типы пород, образующие серии калиевых (или лейцитовых) базальтоидов: базанит-гавайит-муджиерит-трахитовый андезит-базальт и другие, имеют, как правило, отношение $K/Na = 0,5-0,6$, а в более редких случаях 0,4. И только лейцит-базанитовая серия Барун-Хурайской котловины обнаруживает резкие колебания этого параметра от 0,2 до 0,8. Постоянство соотношения K и Na даже в случае существенных вариаций общей щелочности пород говорит о первичном обогащении щелочными элементами, в том числе и K , родоначальных расплавов калиевой вулканической провинции. Если привнос K в процессе магматической эволюции за счет глубинной ассимиляции подкорового флогопита или иных источников и происходил, то имел ограниченные масштабы. В ча-

(K+Na), атом.ед.



SiO₂, вес. %

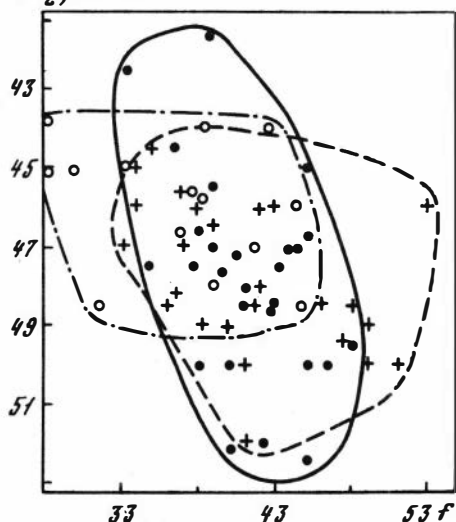


Рис. 11. Соотношение железистости и содержаний (K+Na) и SiO₂ в базальтоидах натриевой ассоциации из северной (1), центральной (2) и южной (3) частей плато Дариганга

стности, это можно предполагать для лейцитовых базальтоидов Барун-Хурайской котловины.

Что же касается подавляющей массы пород калиевой ассоциации щелочных базальтоидов Монголии, то для них, очевидно, следует предполагать первичную калиевую специализацию родоначальных магм, контролируемую распадом слюды в процессе селективного плавления флогопитсодержащих перидотитов мантийного субстрата, как будет показано ниже.

Таким образом, анализ основных особенностей химизма калиевой ассоциации щелочных базальтоидов выявляет ее существенную латеральную петрохимическую неоднородность. Она связана главным образом с вариациями щелочности и железистости, а в некоторых случаях и с колебаниями содержания SiO₂ в базальтоидах из различных ареалов внутри этой ассоциации и, по-видимому, отражает латеральную неоднородность состава верхней мантии, генерирующей соответствующие самостоятельные базальтовые расплавы, а также различные *P-T* условия образования щелочно-базальтоидных магм.

Анализ петрохимических изменений в пределах комагматических серий пород, отвечающих отдельным вулканическим полям или эруптивным центрам, где можно предполагать общий источник происхождения пород, устанавливает различную направленность магматической эволюции калиевой щелочно-базальтоидной магмы. Наиболее общий случай связан с ростом щелочности пород в процессе магматической эволюции при очень незначительных колебаниях железистости и содержаний SiO₂, когда формируются генетические ряды калиевых и лейцитовых базанитов – гавайитов – муджиеритов. Это исключительно базальтоидные серии пород, преобладающие в калиевой ассоциации Монголии и наиболее четко представленные в продуктах плейстоценового и голоценового вулканизма Тарятской впадины. В некоторых случаях, как это имеет место, например, в наиболее ранних плиоценовых продуктах кайнозойского вулканизма Тарятской впадины, эти линии развития резко изменяются к финалу вулканического процесса, когда щелочность излияющихся расплавов падает, а кремненасыщенность возрастает. В таких случаях в качестве конечных членов калиевого базанит-гавайитового ряда появляются трахибазальты или базальты нормальной щелочности, а местами и более кислые представители трахитовых андезитов-базальтовых пород.

Более редкий тип магматической эволюции реализован в относительно железистых рядах пород: калиевые гавайиты – муджиериты – бенмориты, которые, в частности, наблюдаются среди третичных лав Долины Озер. Здесь первоначально одинаковое насыщение кремнеземом на фоне практически постоянной щелочности в финале вулканического процесса сменяется сопряженным ростом содержаний SiO_2 и $(\text{K} + \text{Na})$.

Представляется, что тот или иной тип развития калиевых щелочно-базальтоидных магм обусловлен проявлениями глубинного или малоглубинного типа дифференциации родоначальных расплавов, а в некоторых случаях является результатом последовательного суммарного действия этих процессов. Однако к возможному механизму, контролирующему происхождение и разнообразие пород калиевой ассоциации базальтоидов, следует вернуться позднее после геохимической характеристики пород и анализа мегакристовых ассоциаций в щелочных базальтах.

АССОЦИАЦИЯ НАТРИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ (ДАРИГАНГСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ)

Натриевые щелочные базальтоиды Дариганги включают меланефелиниты, нефелиновые базаниты, гавайиты, муджиериты, щелочные оливиновые базальты и в более редких случаях – базальты толеитового типа. Они формируют, следовательно, исключительно базальтоидную ассоциацию пород с колебаниями содержаний SiO_2 от 41 до 49%, в которой дериваты трахиандезито-базальтового и фонолитового типов не установлены. Таким образом, степень дифференцированности натриевой ассоциации значительно ниже, чем в калиевой с ее рядами пород, включающими бенмориты и трахиандезиты.

И тем не менее, даже в такой относительно однородной базальтоидной ассоциации наблюдаются некоторые латеральные вариации химизма. Они выявляются при сопоставлении средних составов базальтоидов, образующих плато с насаженными на него вулканами в северной, южной и центральной частях базальтового покрова Дариганги (табл. 6). Эти области характеризуются известной геологической автономностью, связанной с разновременным формированием обширного полигенного плато Дариганга. Северная область плато по сравнению с центральной выделяется повышенной железистостью образующих ее лав, которые характеризуются также более высоким содержанием Al_2O_3 .

В частности, лавы этой группы пород имеют более высокие содержания Al_2O_3 ($t_{\text{выч}} = 2,92$; $t_{01} = 2,68$; $t_{\text{выч}} > t_{01}$) и меньшие – Na_2O ($t_{\text{выч}} = 3,26$; $t_{\text{выч}} > t_{01}$) по сравнению с базальтоидами юга Дариганги, хотя железистость этих пород, а также содержания SiO_2 , CaO и K_2O не обнаруживают статистически значимых различий.

Сравнение базальтоидов из центральной и южной частей плато обнаруживает более значительную степень недосыщенности кремнеземом и более низкую железистость в лавах центральной группы. Так, они отличаются меньшими содержаниями SiO_2 ($t_{\text{выч}} = 3,34$; $t_{01} = 2,73$; $t_{\text{выч}} > t_{01}$), в то время как различия в содержании Na_2O и K_2O неопределенны (для Na_2O $t_{\text{выч}} = 2,12$; $t_{05} < t_{\text{выч}} < t_{01}$; для K_2O $t_{\text{выч}} = 2,48$; $t_{05} < t_{\text{выч}} < t_{01}$).

Вместе с тем петрохимический анализ показывает, что средний состав щелочно-базальтоидных расплавов, изливавшихся в разное время в пределах вулканического ареала Дариганга и сформировавшихся лавовое плато, был весьма близок и различался лишь небольшими колебаниями кремненасыщенности, железистости и отчасти незначительными вариациями содержания Na_2O (см. табл. 6).

Сопоставление средних составов базальтоидов, отвечающих двум разновременным генерациям: более ранней группе пород стратифицированного разреза плато и более поздней группе пород вулканических построек на этом плато, в разных частях Дариганги также обнаруживает незначительные петрохимиче-

Таблица 6

Средний состав (в вес. %) кайнозойских базальтоидов натриевой ассоциации плато Дариганга

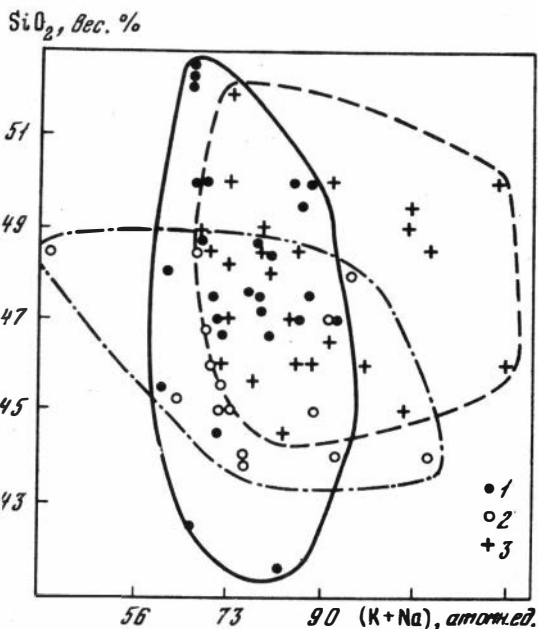
Состав	Северная часть		Центральная часть		Южная часть	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	47,80	2,63	45,84	1,60	47,77	1,87
TiO ₂	2,59	0,34	2,68	0,56	2,72	0,32
Al ₂ O ₃	13,30	1,14	12,00	3,06	12,21	1,55
Fe ₂ O ₃	3,06	1,72	5,37	2,61	3,71	1,43
FeO	8,64	1,49	7,01	2,21	8,40	1,22
MnO	0,21	0,03	0,21	0,06	0,24	0,03
MgO	7,99	1,33	9,29	1,66	8,60	1,79
CaO	9,51	1,83	10,19	1,77	9,33	0,84
Na ₂ O	3,59	0,48	3,61	0,82	4,13	0,70
K ₂ O	1,73	0,37	1,52	0,56	1,95	0,51
П.п.п.	0,68	0,72	1,68	1,80	0,51	0,87
Сумма	99,10		99,40		99,47	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	41,2		36,2		39,9	
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,35		0,77		0,44	
K/Na	0,31		0,27		0,32	
Число анализов	27		15		25	

ские вариации средних составов, в основном связанные с небольшим изменением кремне насыщенности, глиноземистости и железистости (табл. 7). На этом фоне выделяются лишь нефелиновые базаниты вулканических конусов центральной части, которые отличаются самыми низкими средними содержаниями SiO₂, Al₂O₃ и значениями f .

Несмотря на вполне определенную петрохимическую близость средних составов рассмотренных базальтоидных групп, внутри них устанавливаются различные вариации основных параметров состава. Эти вариации отражают различную степень дифференциации исходных расплавов, а в некоторых случаях и различный дифференциальный тренд.

Так, в породах северной части плато, представленных для вулканических конусов последовательностью оливинный меланефеленит – нефелиновый базанит – нефелиновый муджиерит, а для стратифицированного комплекса плато (гора Асхатэ) рядом нефелиновый базанит – нефелиновый гавайит – оливинный базанит – толеитовый базальт, наблюдаются систематические увеличения содержаний SiO₂ от 41 до 51,5%. Эти изменения обнаруживают слабую корреляцию с железистостью пород (см. рис. 11) и отсутствие какой-либо связи с изменением щелочности (рис. 12). В данном случае магматическая эволюция первичных базанитовых магм характеризуется насыщением остаточных расплавов SiO₂ при практически постоянном содержании (Na + K) и слабом увеличении железистости. Соответственно отсутствует какая-либо закономерная связь между f и (Na + K). Конечными продуктами такой эволюции нефелин-базанито-

Рис. 12. Соотношение содержаний $(K+Na)$ и SiO_2 в базальтоидах натриевой ассоциации из северной (1), центральной (2) и южной (3) частей плато Дариганга



вых расплавов являются единичные представители нещелочных базальтов толеитового типа, резко подчиненные преобладающим щелочным базальтоидам.

Существенно иная тенденция наблюдается в процессе эволюции базанитовых магм центральной части плато, когда на фоне независимых вариаций f и SiO_2 , f и $(Na + K)$ наблюдается отрицательная связь изменений содержаний кремнезема и суммы щелочей (см. рис. 11, 12). Подобное незначительное (44–49%

SiO_2) увеличение кремненасыщенности магмы, сопровождаемое уменьшением содержания щелочей от 115 до 40 мол. %, приводит к появлению в качестве конечных продуктов дифференциации базанитовой магмы слабощелочных оливинных базальтов. И третий тип развития щелочных базанитовых и гавайитовых родоначальных расплавов характеризуется отсутствием какой-либо четкой корреляции между рассматриваемыми параметрами состава, за исключением слабо выраженного параллельного роста железистости и щелочности эволюционирующих расплавов (см. рис. 11). Он устанавливается среди пород южной части плато и представлен наиболее пестрой по составу группой щелочных базальтоидов, участвующих в строении особенно многочисленных в этой области вулканических конусов. Это меланефелинитовые, нефелин-базанитовые, гавайитовые, муджиеритовые вулканические постройки, а также единичные вулканы, сложенные щелочными оливинными базальтами (вулкан Талый-Уха) и даже базальтами толеитового типа (вулкан Дусы). Единичные представители базальтоидов из покровов обнаруживают тенденцию к повышению содержания K_2O (см. табл. 7, прил. 1), в целом не характерному для щелочных базальтоидов плато Дариганга. Однако при этом возрастают концентрации Na_2O , а отношение K/Na по-прежнему сохраняется низким, типично "даригангским".

Таким образом, анализ основных особенностей состава вулканических образований Дариганги показывает, что это гораздо более однородная в петрохимическом отношении группа пород, чем калиевая ассоциация. Она представлена почти исключительно щелочными базальтоидами и значительно более редкими базальтами толеитового типа. Тем не менее в отдельных геологически автономных группах базальтоидов наблюдаются определенные вариации состава, происходящие в рамках щелочного базальтового семейства. Как правило, эти вариации отражают изменения щелочности или железистости (или того и другого одновременно) эволюционирующих расплавов на фоне очень небольших изменений содержаний SiO_2 .

Более редкий, но петрохимически важный тип дифференциации характеризуется толеитовой тенденцией и связывает щелочные породы, резко недосыщенные SiO_2 , с породами, насыщенными кремнеземом.

Так же как и в случае глубинного фракционирования калиевых щелочно-базальтоидных магм, связанного, в частности, с образованием мегакристов высокого давления, в данном случае в качестве механизма, контролирующего такой путь эволюции, можно предположить глубинное фракционирование высоко-

Таблица 7

Средний состав (в вес.%) различных фаций натриевой ассоциации щелочных

Состав	Северная часть					
	Покровы				Вулканические конусы	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	48,80	2,37	47,92	1,96	45,71	2,68
TiO ₂	2,52	0,24	2,54	0,08	2,76	0,56
Al ₂ O ₃	13,81	0,89	12,31	0,97	13,11	1,25
Fe ₂ O ₃	2,98	1,71	2,86	0,56	3,39	2,45
FeO	8,26	1,48	9,87	0,37	8,34	1,69
MnO	0,20	0,02	0,26	0,02	0,21	0,02
MgO	7,81	1,21	7,27	1,30	8,98	1,17
CaO	8,73	2,05	10,01	0,47	10,63	1,45
Na ₂ O	3,35	0,35	4,16	0,22	3,58	0,49
K ₂ O	1,46	0,39	1,80	0,06	1,83	0,46
П.п.п.	0,87	0,78	0,04	0,03	0,86	0,65
Сумма	98,97		99,04		99,40	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	41,16		46,3		38,0	
K/Na	0,32		0,28		0,33	
Число анализов	14		6		7	

магнезиального оливина, повышающего кремнезема насыщенность и железистость остаточного расплава.

Более подробно принципиальная возможность такого перехода и генетической связи щелочных базальтов, недосыщенных кремнеземом, с базальтами толеитового типа обсуждается далее в гл. X.

АССОЦИАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ И ТОЛЕИТОВЫХ ПОРОД (ХАЛХИНГОЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ)

Пространственная и близко одновременная ассоциация таких контрастных по петрохимическим особенностям вулканических пород, как щелочные и толеитовые образования, представляет известную редкость, хотя они отмечаются и в пределах континентальных областей, и на океанических островах. Отдельные проявления щелочного магматизма в виде анкармитов, сиенитов и других пород наблюдаются среди траппов Декана (Subba Rao, 1972). Ассоциации толеитовых и щелочных базальтов установлены в некоторых рифтовых системах континентов и выделены, в частности, в пределах Байкальского рифта (Гладких, Пятенко, 1973). Самые тесные взаимоотношения этих пород, выражающиеся в переслаивании толеитовых и щелочных базальтов, характерны для

базальтоидов плато Дариганга

Центральная часть				Южная часть			
Покровы		Вулканические конусы		Покровы		Вулканические конусы	
\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
46,28	1,68	44,97	1,09	47,80	1,68	47,76	1,96
2,77	0,55	2,51	0,60	2,73	0,20	2,71	0,35
12,70	1,47	10,61	4,91	12,63	0,40	12,10	1,72
5,05	1,82	6,02	3,96	3,01	1,06	3,88	1,48
7,22	1,47	6,60	3,46	8,84	0,95	8,28	1,27
0,22	0,04	0,18	0,09	0,22	0,01	0,24	0,03
8,58	1,48	10,70	0,99	8,19	2,14	8,58	1,75
10,34	2,14	9,88	0,72	9,05	0,77	9,40	0,86
3,70	0,97	3,45	0,40	4,50	0,66	4,03	0,70
1,55	0,66	1,47	0,33	2,27	0,48	1,87	0,49
1,86	0,22	1,32	0,20	0,04	0,02	0,63	0,93
100,27		97,71		99,28		99,48	
38,2		32,9		40,9		39,7	
0,27		0,29		0,33		0,31	
10		5		5		20	

некоторых проявлений океанического вулканизма, известного, например, на Гавайских островах (Winchel, 1947; Muir, Tilly, 1963; Macdonald, Katsura, 1964; Macdonald, 1968; и др.).

Почти во всех случаях, за исключением не всегда ясных количественных и иных соотношений этих пород в континентальных рифтах, толеитовые базальты представляют более ранние по времени излияния образования и гораздо более значительную по объему группу пород. Эти геологические предпосылки наряду с петрологическими данными и результатами экспериментальных исследований сыграли определенную роль в формировании представлений о происхождении щелочных базальтов из первичных толеитовых магм, или же о независимой, но близко одновременной генерации щелочных и толеитовых расплавов на разных глубинных уровнях верхней мантии соответствующих регионов.

Совершенно другой случай представляет собой кайнозойская ассоциация щелочных и толеитовых пород Монголии, известную аналогию которой можно привести, пожалуй, лишь с третичной ассоциацией щелочных и толеитовых базальтов Австралии (Irving, 1971). Геологические материалы по этому району, приведенные выше, а также петрохимические данные по ассоциации натриевых щелочных базальтоидов смежной территории Дариганги, убедительно говорят о первичности щелочно-базальтоидных магм натриевого типа, при определенном типе дифференциации которых появляются дериваты толеитового состава. Ярче всего эта толеитовая тенденция выражена в Халхингольской ассоциации

Таблица 8

Состав пород ассоциации щелочных и толеитовых базальтов Халхингольского

Состав	Базаниты		Трахиандезиты	
	6	5	45-70	1
SiO ₂	47,00	48,00	56,00	57,00
TiO ₂	1,94	1,94	1,60	1,48
Al ₂ O ₃	13,30	13,40	12,40	11,80
Fe ₂ O ₃	5,50	6,70	5,21	1,95
FeO	6,27	5,09	4,90	8,32
MnO	0,28	0,20	0,16	0,20
MgO	9,30	9,30	5,20	6,45
CaO	9,30	9,20	5,60	5,55
Na ₂ O	4,20	3,70	4,05	3,95
K ₂ O	1,47	1,40	3,32	2,22
П.п.п.	1,71	1,33	1,41	0,81
Сумма	100,27	100,26	99,85	99,73
Q	-	-	1,02	3,12
or	8,9	8,3	19,5	12,8
ab	16,25	28,8	34,6	33,5
ne	10,51	5,8	-	-
an	12,8	15,6	5,8	8,1
di	wo	13,9	12,5	9,18
	en	9,6	8,3	5,9
	fs	3,2	3,5	2,6
hy	en	-	-	7,03
	fs	-	-	5,14
ol	fo	9,4	3,1	-
	fa	3,7	4,1	-
il	3,6	3,6	3,03	2,9
mt	4,4	4,4	4,4	2,9
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	35,0	47,0	43,9	44,4
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,87	1,3	1,06	0,23
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	27,5	23,5	34,5	42,02
K/Na	0,23	0,25	0,5	0,35
(K+Na), мол. %	88	75	101	87

основных пород. Составы этих пород приведены в табл. 8. В отличие от толеит-базальтовых дифференциатов щелочных базальтоидов Дариганги здесь распространены более кислые представители толеитового семейства – андезитобазальты и андезиты. Щелочные базальтоиды представлены нефелиновыми базанитами, в общем аналогичными по составу соответствующим разновидностям

вулканического ареала

Толейтовые андезито-ба- зальты	Толейтовые андезиты			
	107-72	106-72	109-72	К-3
53,50	56,00	56,20	58,00	58,50
1,72	1,25	1,30	1,10	1,05
15,20	13,60	13,00	14,35	14,30
1,45	2,83	2,13	1,34	0,57
8,60	6,91	8,44	7,67	8,14
0,24	0,25	0,23	0,15	0,14
5,30	5,20	5,70	5,50	5,40
9,10	9,70	8,20	7,10	7,00
3,26	3,92	3,40	3,42	3,52
0,96	0,56	0,54	0,40	0,44
Не обн.	0,12	Не обн.	0,04	0,14
99,33	100,34	99,14	99,91	99,20
2,1	5,16	7,75	10,7	10,7
6,1	3,34	2,5	2,2	2,2
27,8	33,0	28,8	28,8	29,4
-	-	-	-	-
23,6	17,80	18,9	22,8	22,3
8,9	12,7	9,1	5,2	5,2
4,5	7,2	4,6	2,7	2,7
4,22	4,9	4,2	2,4	2,4
8,6	5,7	9,5	10,9	10,7
8,0	3,8	7,8	9,10	10,4
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
3,2	2,4	2,4	2,1	2,1
2,1	4,2	3,0	1,8	0,9
49,6	46,9	47,9	46,6	45,8
0,16	0,4	0,25	0,07	0,17
47,8	42,6	45,3	45,7	44,0
0,20	0,09	0,09	0,07	0,07
64	69	60	60	59

плато Дариганга и отличающимся от них лишь более низкими концентрациями Ti. Однако эта особенность оказывается чрезвычайно характерной для Халхин-гольской ассоциации в целом, щелочные и толейтовые члены которой характеризуются такой пониженной и не характерной для щелочных базальтоидных серий вообще титанистостью, близко сопоставимой с содержаниями TiO_2 в ба-

эальтах трапповых формаций (Кутолин, 1972). Другая отличительная особенность толеитовых пород Халхингольской ассоциации заключается в очень низких концентрациях K_2O , которые приближаются к содержаниям К в абиссальных толеитовых базальтах океанических регионов (см. табл. 40). В ряду пород нефелиновые базаниты – трахиандезиты – толеитовые андезиты–базальты – толеитовые андезиты наблюдается систематическое увеличение железистости и кремнекислотности, а также постепенное уменьшение щелочности главным образом за счет сокращения концентрации К.

В данном случае мы, по-видимому, имеем пример глубинной дифференциации, описанной более подробно ниже, которая происходит при больших давлениях в мантийных очагах. Генетическая связь медокисленных SiO_2 и толеитовых пород в этом процессе четко фиксируется для натриевых базальтоидных ассоциаций.

АССОЦИАЦИЯ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ (ДЗАБХАНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ)

Ассоциация известково-щелочных базальтов представляет собой геологически вполне автономную группу пород, отличающуюся петрохимическими особенностями от господствующих в кайнозое Монголии щелочных базальтоидов. И тем не менее ряд особенностей состава этой в целом нещелочной группы базальтов позволяет предположить их парагенетическую связь с проявлениями щелочно-базальтоидного типа.

Состав известково-щелочных базальтов Дзабханского вулканического ареала приведен в табл. 9. В этой группе пород подавляющее развитие имеют

Таблица 9

Состав пород ассоциации известково-щелочных базальтов Дзабханского

Состав	Базальты			
	97-75	75-75	77-75	61-75
SiO_2	49,00	49,00	49,00	49,50
TiO_2	2,00	2,44	2,36	2,00
Al_2O_3	18,53	18,60	16,70	16,60
Fe_2O_3	5,03	2,64	2,61	3,71
FeO	4,48	6,63	7,20	5,85
MnO	0,15	0,20	0,14	0,10
MgO	6,60	6,50	7,05	6,90
CaO	7,60	7,85	7,70	7,20
Na_2O	2,88	3,29	3,57	3,00
K_2O	1,66	2,00	1,71	2,00
П.п.п.	2,93	0,72	2,34	2,86
Сумма	100,85	99,87	100,38	99,72
Q	0,1	-	-	-
or	10,1	11,7	10,0	11,1

базальты, а щелочные оливиновые базальты и трахибазальты представляют собой редкое и локальное явление. Самой яркой чертой этих пород, включая и единичные субщелочные разновидности, является высокое содержание Al_2O_3 (16,6–19,70%), которое не отмечено ни в одной из групп щелочных базальтоидов Монголии, в том числе и в их нещелочных дериватах. По содержанию глинозема они похожи только на высокоглиноземистые серии базальтов, характерные, в частности, для кайнозойских базальтов Курило-Камчатской провинции (Кеппежинская, 1970б). Однако по остальным параметрам состава они весьма существенно отличаются от высокоглиноземистых базальтовых серий, представляя собой менее насыщенные кремнеземом, более титанистые и менее кальциевые породы с относительно более высоким содержанием щелочей.

Эти особенности, в какой-то мере сближают их со щелочными базальтоидами других вулканических ареалов Монголии, однако в отличие от последних это менее щелочные, почти исключительно гиперстен-нормативные лавы, а содержание нормативного нефелина в единичных субщелочных представителях этой группы ничтожно и не превышает 0,8%.

Эти базальты обладают также и более низкими концентрациями MgO , однако на общем фоне пониженного содержания феррической составляющей вообще это приводит к относительно небольшим величинам железистости, характерным для малодифференцированных базальтовых серий. По содержанию щелочей и титанистости дзабханские базальты напоминают толеитовые базальты Монголии, однако опять же отличаются от них по другим параметрам, и в первую очередь по меньшей кремненасыщенности, железистости и большей глиноземности.

Таким образом, ассоциация известково-щелочных базальтов отличается весьма своеобразным химизмом. Состав этих пород соединяет в себе черты, свойственные и высокоглиноземистым, и толеитовым, и щелочным базальтам.

вулканического ареала

Базальты		Щелочные оливиновые базальты	Трахиба- зальты	Андезито- базальты
98-75	76-75	73-75	74-75	57-75
50,00	50,50	47,00	46,00	53,00
2,48	1,86	2,33	2,40	1,98
17,20	17,90	19,70	17,60	19,20
3,64	3,68	4,74	4,42	4,33
6,00	5,47	4,60	6,24	5,38
0,20	0,14	0,18	0,13	0,20
7,25	5,71	6,40	7,10	6,80
7,87	7,30	7,40	7,85	7,45
3,00	3,00	3,86	2,75	2,87
2,00	1,31	1,20	1,83	2,00
-	2,56	2,72	3,10	2,94
99,64	99,43	100,13	99,42	100,15
-	-	-	-	5,2
11,7	7,8	7,2	10,6	11,7

Таблица 9 (окончание)

Состав	Базальты				
	97-75	75-75	77-75	61-75	
<i>ab</i>	24,6	27,3	29,9	25,1	
<i>ne</i>	-	-	0,3	-	
<i>an</i>	32,2	30,3	24,5	26,1	
<i>di</i> {	<i>wo</i>	2,3	3,5	5,7	3,9
	<i>en</i>	1,9	2,3	3,7	2,8
	<i>fs</i>	0,1	0,9	1,6	7,9
<i>hy</i> {	<i>en</i>	14,6	1,4	-	10,8
	<i>fs</i>	0,9	0,5	-	2,8
<i>ol</i> {	<i>fo</i>	-	8,7	9,6	2,4
	<i>fa</i>	-	3,7	4,5	7,1
<i>il</i>	3,8	4,5	4,5	3,8	
<i>mt</i>	7,2	3,7	3,7	5,3	
$\Sigma\text{Fe}/(\Sigma\text{Fe}+\text{Mg})$, мол. %	36	40	40	38	

Поэтому представляется наиболее вероятным, что геологическая автономность базальтов Дзабханского вулканического ареала тесно связана с петрохимическим своеобразием частичного плавления высокоглиноземистых пород глубинного субстрата. Однако нельзя исключать и возможных парагенетических связей этих пород со щелочными сериями базальтоидов Монголии. Одним из аргументов такой связи является наличие мегакристов в калинатровых полевых шпатах и пироксена в некоторых разновидностях дзабханских базальтов.

Отсутствие ультраосновных глубинных ксенолитов также может быть косвенным указанием на происхождение их в результате фракционной кристаллизации перечисленных мегакристов из щелочно-базальтоидной магмы в относительно менее глубинных промежуточных очагах.

СРАВНЕНИЕ БАЗАЛЬТОИДОВ МОНГОЛИИ С КАЙНОЗОЙСКИМИ БАЗАЛЬТОИДАМИ ДРУГИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ

Область распространения кайнозойских вулканических пород во внутренних частях Азиатского материка вполне сопоставима по размерам с Восточно-Африканской континентальной вулканической провинцией. Петрохимические же особенности вулканических пород Центральной Азии изучены далеко не полно. Отправные данные о составе этих пород сосредоточены в сводках и отдельных небольших работах, затрагивающих главным образом северную окраину Центрально-Азиатского вулканического региона (Заварицкий, 1939; Белов, 1963; Киселев, Медведев, 1969; Шерман и др., 1973; Гладких, Пятенко, 1973).

В связи с этим новые материалы по кайнозойскому вулканизму областей Монголии, расположенных к югу от территории, изученной И.В. Беловым, и к западу от Мэргэнских вулканов, описанных А.Н. Заварицким, существенно дополняют сведения о вулканических провинциях Центральной Азии. Вместе с тем выясняются существенные вариации химизма на этой территории, особенно при включении в такой сравнительный анализ данных по кайнозойу МНР

Базальты		Щелочные оливиновые базальты	Трахита- зальты	Андезито- базальты
98-75	76-75	73-75	74-75	57-75
25,2	25,2	30,9	23,1	24,6
-	-	0,8	-	-
27,8	31,7	32,5	30,6	17,0
4,8	1,9	1,7	3,4	8,3
3,5	1,3	1,4	2,5	6,1
0,8	0,4	0,6	0,5	1,2
8,85	7,5	-	3,8	10,7
2,11	2,21	-	0,8	2,2
4,1	3,7	20,2	8,0	-
1,2	1,2	1,6	1,8	-
4,7	3,6	4,4	4,6	3,8
5,3	5,3	6,7	6,5	6,2
37	41	37	39	38

(см. табл. 3). Средние составы кайнозойских базальтов различных вулканических ареалов Центральной Азии представлены в табл. 10, в которой также приведены характеристики для Юго-Западной Монголии, включающей базальты Гобийского Алтая, Мандал-Гоби и Далан-Дзадагада (Северов, Тихомирова, 1959; Белов, 1963; Кепежинскас, Лучицкий, 1972; Кепежинскас и др., 1973) которые не были рассмотрены выше из-за недостаточной информации другого плана по этому региону.

Краткая геолого-петрографическая характеристика базальтовых ассоциаций, сравниваемых с монгольскими базальтоидами, заключается в следующем.

Четвертичные щелочные базальтоиды в окрестностях Мэргэнь Северо-Восточного Китая (вулканическая группа Уюнь-Холдонги, вулканы Придорожный, Кропоткина, Васильева) участвуют в строении плато, образованного крупными щитовыми вулканами, на которых располагаются более мелкие вулканические конусы (Заварицкий, 1936, 1939). Плато приурочено к протяженной сбросовой зоне тектонических нарушений, разделяющих равнину Северо-Восточного Китая и горные хребты Ильхури-Алинь и Большой и Малый Хинган. Фундаментом служат и гранитные массивы с небольшим покровом мезозойских и третичных осадков. Все породы этой области относятся к разным типам лейцитовых щелочных базальтоидов, которые родственны тефритам и базанитам и характеризуются присутствием калиевого и калинатрового щелочного полевого шпата. Среди них широко распространены шихлуниты, являющиеся грубопузыристыми стекловатыми лавами, близкими по составу к лимбургитам и содержащими наряду с оливином и авгитом анортоклаз и лейцит. Часто встречаются спумолиты - пенистые щелочные базальтовые лавы.

Базальтоиды этой серии содержат оливин, титан-авгит, биотит, анортоклаз, лейцит, калиевый андезин и калиевый лабрадор. В шихлунитах и спумолитах до 85% породы сложены стеклом. Все породы щелочной базальтоидной ассоциации Мэргэнь являются представителями щелочного ряда.

Кайнозойская базальтовая ассоциация Северного Китая развита в районе оз. Далай-Нор, перевала Ханур, района Вейчан (Белов, 1963). Она более разнообразна по составу и более дифференцирована, образует ряд пород; от базанитов и щелочных базальтов до кислых пород щелочноземельного ряда. По

Таблица 10

Щелочные ассоциации базальтоидов в различных вулканических ареалах

Состав	Калиевые					
	Куньлунь и Северо-Западный Тибет		Северо-Восточный Китай, Мэргэнь		Монголия, Хангай	
	\bar{X}	*	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	45,30	43-47	48,83	3,8	47,97	2,0
TiO ₂	2,38	1,7-3	2,32	0,3	2,25	0,4
Al ₂ O ₃	14,51	13-15	13,75	0,9	14,81	1,1
Fe ₂ O ₃	6,67	1-10	4,02	2,7	3,67	2,0
FeO	3,00	1-5	5,71	2,0	6,87	2,0
MnO	0,12	-	0,13	0,1	0,18	0,1
MgO	7,54	6-9	7,79	1,7	7,77	1,4
CaO	8,80	8-10	8,16	2,6	7,88	0,8
Na ₂ O	2,79	2-4	3,27	0,4	3,75	0,8
K ₂ O	4,05	1-7	4,64	0,6	2,94	0,8
П.п.п.	2,58	1-3	0,64	0,5	1,18	0,8
Сумма	97,74	-	99,26	-	99,27	-
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	31,0		35,0		38,1	
Fe ₂ O ₃ /FeO	2,0		0,7		0,5	
K/Na	1,0		0,9		0,5	
(K+Na), мол. %	89		102		92	
Число анализов	3		9		58	

Примечание. Звездочкой показаны интервалы колебаний содержания окислов для выборок малого объема.

данным И.В. Белова, дифференциаты щелочных базальтов Северного Китая представлены трахитами и трахилипаритами, однако дискриминатор Ле Мэтра классифицирует их как представителей щелочноземельного ряда. Таким образом, и по этому классификационному признаку, и непосредственно по содержанию щелочей в породах можно видеть, что своеобразный дифференционный тренд монгольской щелочно-базальтовой магмы, выражающийся в постоянстве содержания щелочей или уменьшении щелочности при одновременном накоплении SiO₂, выдерживается и для этой ассоциации.

Четвертичные базальты Куньлуня и Северо-Западного Тибета располагаются в пределах высоко поднятой горной страны (Галеева, 1955). Это также значительно дифференцированная серия пород, образующих щелочной ряд: кринанит - лейцитовый шонкинит-авгитовый или гиперстеновый латит. Минеральный состав включает оливин, титан-авгитовый диопсид, бронзит, плагиоклаз, калиевый олигоклаз, лейцит, анальцим, гаюин. В данном случае сущест-

Калиевые				Натриевые			
Тува		Юго-Западная Монголия		Северный Китай		Бассейн р. Джиды	
\bar{X}	*	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
48,63	48-49	48,39	1,8	47,09	2,9	47,51	1,7
2,21	1,5-3	2,39	0,5	2,36	0,4	2,26	0,5
17,42	17-17	14,78	1,7	14,87	1,2	16,42	1,7
4,28	0,9-9	6,08	1,7	3,62	0,7	5,32	2,6
6,53	1-10	4,64	1,5	7,57	0,9	6,40	2,9
0,08	Сл-0,1	-	-	0,18	0,1	0,15	0,0
6,50	5-8	6,72	3,5	7,32	1,8	6,06	1,5
7,99	7-9	7,36	0,2	8,88	1,3	7,50	1,06
2,9	2-3	4,17	1,4	3,49	0,5	4,13	1,0
2,28	2-3	2,42	0,7	2,29	0,8	2,32	0,7
0,28	0-0,9	1,53	0,8	1,53	0,9	1,18	0,9
99,10	-	98,48	-	99,20	-	99,25	-
42,1		38,0		41,6		44,7	
0,6		1,3		0,5		0,8	
0,5		0,4		0,4		0,4	
71		93		80		90	
4		7		12		28	

венно отметить появление ортопироксена в минеральном парагенезисе щелочно-базальтоидных лав. В большом количестве отмечается стекло.

Третично-четвертичная базальтовая ассоциация Восточного Саяна приурочена к нагорью, представляющему собой сложный комплекс цепей и плоскогорий (Бурлаков, Федоров, 1954; Лурье, 1954; Обручев, Лурье, 1954; Адамович и др., 1959; Белов, 1963). Одни исследователи (Святловский, Флоренсов, 1958) рассматривают эти базальтовые поля как остатки некогда единого обширного туфоловального покрова или базальтового плато на юге Сибири, другие (Гросвальд, 1958; Белостоцкий, 1963) - как результат деятельности немногих шитовых вулканов, потоки которых слились в единый платообразный покров. Доминируют третичные лавы. Вулканическая ассоциация Восточного Саяна включает породы только базальтового состава, однако среди последних наряду со щелочными вулканитами (лимбургиты, базаниты и трахибазальты) отмечены базальты нормальной щелочности. Для первых типичны парагенезисы

Таблица 10 (окончание)

Состав	Натриевые					
	Монголия, Дариганга		Восточный Саян		Бассейн р. Иркут	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
SiO ₂	47,11	2,3	46,23	0,9	46,58	0,9
TiO ₂	2,65	0,5	2,32	0,2	2,23	0,5
Al ₂ O ₃	12,63	1,4	15,01	0,5	16,46	1,3
Fe ₂ O ₃	4,02	2,3	3,39	2,6	4,88	2,6
FeO	3,15	1,8	8,91	1,4	7,50	2,5
MnO	0,22	0,0	0,15	0,1	0,36	0,2
MgO	8,61	1,7	8,67	1,7	7,33	1,6
CaO	9,53	1,5	8,81	0,4	8,44	0,4
Na ₂ O	3,74	0,8	2,68	0,8	2,86	1,2
K ₂ O	1,79	0,6	1,26	0,5	1,53	0,6
П.п.п.	0,89	1,1	1,36	0,8	1,23	0,7
Сумма	99,34	-	98,79	-	96,40	-
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	39,5		40,1		39,3	
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,5		0,4		0,6	
K/Na	0,3		0,3		0,3	
(K + Na), мол. %	79		58		63	
Число анализов	77		8		19	

оливина, титан-авгита, основного плагиоклаза, щелочного полевого шпата, цеолитов, для вторых - оливина, титан-авгита, основного плагиоклаза.

Кайнозойская базальтовая ассоциация Тувы относительно хорошо изучена геологически (Лурье, Обручев, 1948; Гросвальд и др., 1959; Белостоцкий, 1963), но весьма слабо охарактеризована петрографически и химически единичными работами (Зайцев, Сажина, 1958; Еремеев, 1963, 1969). Это базальты, образующие плато в междуречье Бий-Хема и Хамсары, а также долинские потоки в руслах современных рек. Они представлены однородными щелочными оливиновыми базальтами, состоящими из оливина, моноклинного пироксена и плагиоклаза.

Трахибазальтовая формация Прибайкалья отличается значительной неоднородностью, поэтому для сравнения мы привлекли только покровы кайнозойских базальтов в системе Тункинских впадин, с одной стороны, и покровы базальтов в бассейне р. Джиды - с другой (Белов, 1963).

Джидинская базальтовая ассоциация, развитая в виде отдельных лавовых полей в бассейне р. Джиды, приурочена в основном к кайнозойской Джидинской впадине (Флоренсов, 1960). Она включает лимбургитовые базанитоиды, трахибазальты, анальцимовые базальты, биотитовые базальты. Отмечаются шихлуниты и спомулитовые лавы. Наряду со щелочными разновидностями установлены редкие представители известково-щелочных базальтов, иногда с оливи-

ном. Минеральный парагенезис обычный для щелочных базальтов Центрально-Азиатской провинции: оливин – титан–авгит – плагиоклаз – щелочной полевой шпат. Однако в некоторых случаях он включает биотит, ромбический пироксен и цеолиты. Присутствие ортопироксена – своеобразная особенность джидинских щелочных лав, имеющая весьма существенное петрогенетическое значение.

Неоген–четвертичные базальты Тункинских впадин выполняют межгорные депрессии, которые в системе впадин байкальского типа выделяются обилием базальтов, многофазностью и разнообразием вулканических проявлений (Лодочников, 1941; Логачев, 1954; Белов, 1963). Для этой ассоциации характерно присутствие щелочных базальтоидов и базальтов нормальной щелочности, которые тесно переплетаются в разрезе и в целом образуют серии разнообразных базальтовых пород. Породы щелочного ряда представлены лимбургитами, щелочными оливиновыми базальтами и трахибазальтами. Для известково–щелочных базальтов типичны оливин, титан–авгит, плагиоклаз; в щелочных разновидностях наряду с ними появляется щелочной полевой шпат.

Охарактеризованные базальтовые ассоциации, единые геологически и связанные с различными структурами, вместе с базальтовыми ассоциациями Монголии являются типичными представителями Центрально-Азиатской кайнозойской щелочной провинции. Они обнаруживают значительное разнообразие геолого–петрографических особенностей и существенную петрохимическую неоднородность. Выделяются регионы, где преобладают щелочные базальтоиды (Монголия, Джидинская впадина, район Нуьцзяна), и вулканические ареалы, где существенную роль играют слабощелочные базальты и базальты нормальной щелочности (Восточный Саян, бассейн р.Иркут). Вместе с тем даже в существенно базальтовых щелочных ассоциациях наблюдается нередко появление представителей известково–щелочного ряда (Хангай, Монгольский и Гобийский Алтай, Дариганга, Северный Китай, Тункинские впадины).

Сравнение рассмотренных выше монгольских ассоциаций кайнозойских вулканических пород с базальтовыми ассоциациями Северо-Восточного и Северного Китая, Северо-Западного Тибета и Кунылуна, Восточного Саяна, бассейнов рек Иркут (система Тункинских впадин) и Джиды (Джидинская впадина), а также Тувы показывает, что кайнозойские щелочные базальты в различных регионах Центральной Азии изменчивы по петрохимическим особенностям. Наименее насыщены кремнеземом базальты Дариганги, Восточного Саяна и бассейна р.Иркут. Одновременно они характеризуются наиболее низкими средними содержаниями суммы щелочей. Базальтоиды района Нуьцзяна, наоборот, значительно отличаются от всех других базальтов Центральной Азии высокими содержаниями щелочей. В пределах Центральной Азии, так же как и на территории Монголии, выделяются две ветви щелочных базальтов: с натриевой и калиевой специализацией, между которыми располагаются серии с переходной петрохимической характеристикой. К представителям натриевых серий относятся базальтоиды р. Джиды, среднее содержание Na_2O в которых значительно выше, чем во всех других базальтоидах рассматриваемой территории, а также базальтоиды плато Дариганга в Монголии. Для калиевых щелочных серий внутриматериковых базальтов особенно типичны базальтоиды Кунылуна, Тибета и района Нуьцзяна.

К калиевым сериям близки базальты Гобийского Алтая (Юго-Западная Монголия), однако существование большой дисперсии и малый объем выборки затрудняют проведение строгих аналогий. Натриевая тенденция свойственна базальтоидам Северного Китая.

К типичным калиевым сериям принадлежат также базальтоиды Хангая, в которых среднее содержание K_2O высокое и с вероятностью >95% отличается от среднего содержания K_2O во всех других базальтах Центральной Азии, кроме мэргэньских лав. Особенно четко сходство с последними отмечается при сравнении минералогии базальтоидов лейцитовый базанит–тефритовой серии Хангая и пород района Нуьцзяна.

Наиболее низкоглиноземистыми и высокомагнезиальными в Центральной Азии являются щелочные базальты Дариганги. Другие группы базальтов не

различаются по средним содержаниям Al_2O_3 и MgO . Впрочем, в базальтах Восточного Саяна среднее содержание MgO приближается к таковому в лавах Дариганги, хотя все же значительно отличается от них. Наиболее высокие содержания CaO характерны для лав Дариганги, Восточного Саяна, бассейна р. Иркут и Северного Китая. Среди натриевых ассоциаций намечается выделение особого типа щелочно-базальтоидных серий, представленных вулканическими породами плато Дариганга. Для них типичны высокие содержания CaO и MgO при весьма низкой глиноземистости.

В целом химизм щелочных базальтоидных ассоциаций Центральной Азии испытывает значительные колебания в пространстве. Наибольшим своеобразием отличаются низкоглиноземистые натриевые базальтоиды Дариганги. Намечается общая тенденция к увеличению щелочности и возрастанию роли K с удалением от Сибирской платформы в глубь Азиатского материка: от наименее щелочных базальтовых серий Восточного Саяна и натриевых щелочных серий бассейна р. Джиды к высокощелочным, преимущественно калиевым базальтовым ассоциациям Мэргэня, Хангая и Тибета. В этом примерно направлении возрастает разнообразие состава базальтовых ассоциаций, вследствие чего недифференцированные серии Восточного Саяна, Джиды и Дариганги сменяются дифференцированными рядами пород Монгольского и Гобийского Алтая. Показательно существование натриевых базальтоидов среди континентальных серий в центре материка, сопоставимых по химизму с океаническими базальтами. Такие аналогии намечаются между базанит-гавайитовыми сериями Дариганги и щелочными базальтами океанических островов (см. табл. 39).

Широкие латеральные вариации химизма щелочных базальтов указывают на вероятную горизонтальную неоднородность верхней мантии, по-видимому служившей источником питания кайнозойских базальтовых вулканов Центральной Азии.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ

Состав кайнозойских щелочно-базальтоидных серий континентов, включающий наряду с петрогенными и редкие элементы, является источником важной информации для теоретической и прикладной петрологии. Происхождение базальтовых магм в океанических и континентальных областях, генетические взаимоотношения между различными базальтовыми сериями, процессы плавления и фракционирования базальтовых расплавов и химический состав верхней мантии – фундаментальные проблемы вулканической петрологии, основу которой составляют данные по распределению петрогенных и редких элементов.

В данном разделе впервые в наиболее полном объеме рассматривается распределение редких элементов в кайнозойских вулканических породах Монголии. Для этой территории существуют пока лишь единичные и случайные определения редких элементов в одном образце базальта Дариганги (Vlodavetz, 1971) и в двух пробах базальтов Хангая (Филиппов и др., 1976). Представляя первую важную информацию, они все же ограничены в возможностях выявления основных геохимических особенностей базальтов. Нами было изучено распределение редких элементов в 115 пробах, которые характеризуют натриевую и калиевую ассоциации щелочных базальтоидов Дариганги и Хангайского вулканического арела, а внутри них породы различных типов, разного возраста и фациальной принадлежности (Кепежинская, Гладких, 1977).

Это позволило рассмотреть вопросы геохимического родства и происхождения калиевых и натриевых щелочно-базальтоидных ассоциаций, проанализировать поведение редких элементов в процессе фракционирования щелочно-базальтоидных магм и выявить типичные геохимические особенности центрально-азиатских серий щелочных базальтоидов в сравнении с другими континентальными и океаническими сериями пород аналогичного типа.

Содержание литофильных (Zr, Hf, Nb, Ta, Sc, Rb, Be, Li, Cs), сидерофильных (Ni, Co) и халькофильных (Cu, Zn) элементов исследовано в 76 пробах калиевой и 39 пробах натриевой ассоциации (табл. 11, 12). Ниже рассматривается распределение этих элементов, за исключением Ta, Hf, Cs, концентрации которых в вулканических породах оказались ниже чувствительности применяемых методик.

Цирконий. Концентрации этого элемента в кайнозойских базальтоидах Монголии колеблются в широких пределах: от минимальных величин ~100 г/т до максимальных – 1000 г/т. В общем случае эти вариации не зависят от калиевого или натриевого петрохимического типа базальтоидов.

Средние содержания Zr в вулканических породах калиевой ассоциации изменяются от 280 (калиевые гавайиты) до 620 г/т (калиевые бенмориты). Единичные наблюдения показывают, что концентрации Zr могут повышаться до 980 г/т (лейцитовые тефриты) и уменьшаться до 140 г/т (толеитовые базальты). В вулканических породах натриевой ассоциации средние содержания циркония колеблются от 90 (толеитовые андезиты) до 680 г/т (нефелиновые муджиериты).

Базаниты, нефелиновые гавайиты, щелочные оливиновые базальты калиевой ассоциации незначительно обогащены, а гавайиты и муджиериты обеднены Zr относительно однотипных пород натриевой ассоциации.

Таблица 11

Содержание редких элементов (в г/т) в кайнозойских вулканических породах

Элемент	Мелалейцититы		Базаниты			Лейцитовые базаниты	
	22-71	18-71	27-71	96-71	87-71	116-70	87-70
Zr	330	360	450	580	600	540	-
Nb	88	110	611	160	180	18	-
Sc	19	10	41	17	33	44	-
Be	2	3	4	3	5	16	-
Li	8	15	8	11	9	8	8
Rb	49	42	40	20	44	36	44
Cs	-	-	<1	<1	<1	2	<1
Cu	46	51	50	51	55	42	55
Zn	110	120	130	140	120	130	120
Ni	140	130	160	140	150	170	170
Co	30	40	60	40	70	58	70
K/Rb	491	435	477	448	1766	459	562

Таблица 11 (продолжение)

Элемент	Калиевые базаниты						
	36-71	111-70	57-71	132-70	73-70	75-70	106-71
Zr	350	220	300	600	370	520	680
Nb	48	120	90	90	140	110	28
Sc	31	50	16	45	26	49	10
Be	3	5	2	6	5	4	2
Li	8	9	7	7	5	8	15
Rb	39	32	40	41	23	49	27
Cs	-	<1	-	<1	<1	<1	-
Cu	44	75	40	30	45	48	38
Zn	120	120	120	120	120	130	100
Ni	140	180	120	160	190	200	120
Co	40	50	40	50	65	50	35
K/Rb	681	669	643	720	989	439	695

На диаграмме Zr-(Na+K) (рис. 13) вулканические породы калиевой ассоциации располагаются в поле щелочных оливин-базальтовых (II) и щелочно-базальтоидных (III) серий континентов и океанических островов (Бородин, Гладких, 1967).

В пределах поля II параллельное накопление (Na + K) и Zr наблюдается в ряду: толеитовые базальты → гавайиты, базаниты, трахиандезито-базальты, муджиериты → трахиандезиты. В меланократовых лейцититах и калиевых бенморитах повышение щелочности не сопровождается увеличением содержания Zr.

Лейцитовые базаниты

	21-71	6-71	123-70	138-70	15-71	140-70	122-70
	430	260	980	320	410	500	900
	120	86	250	250	140	140	270
	12	16	13	30	8	34	22
	4	3	8	3	3	5	9
	7	9	10	8	13	7	9
	29	47	45	38	45	40	44
	-	-	1	1	-	1	1
	46	46	30	43	40	30	30
	100	130	140	130	92	120	130
	120	120	95	190	140	160	120
	35	35	<3	50	35	60	40
	629	477	550	695	701	674	585

Калиевые базаниты

	61-71	139-70	1-71	44-71	61-71	38-71	152-70
	350	420	260	210	300	310	450
	10	160	43	68	84	84	92
	30	37	31	7	14	18	21
	2	6	2	2	3	3	5
	10	7	10	15	11	10	10
	28	44	39	36	43	40	42
	-	<1	-	-	-	-	<1
	34	30	44	34	44	34	30
	120	130	120	82	160	99	120
	190	160	140	70	130	110	130
	50	50	50	35	45	35	30
	664	577	430	622	490	622	613

Вулканические породы натриевой ассоциации в пределах поля II образуют последовательный ряд: базальты (щелочные оливиновые и толеитовые) – базаниты и нефелиновые гавайиты, в котором происходит параллельное увеличение содержания (Na + K) и Zr. В пределах поля III аналогичная тенденция характерна для муджиеритов и гавайитов.

Распределение Zr в генетически связанных сериях пород на первый взгляд не подтверждает отмечавшуюся многими исследователями закономерность, а именно – увеличение содержания Zr в процессе дифференциации базальтовой

Таблица 11 (продолжение)

Элемент	Гавайиты		Нефелиновые гавайиты				Лейцитовые гавайиты
	104-71	105-70	116a-70	26-71	97-71	90-70	233-70
Zr	320	500	460	440	310	450	460
Nb	92	84	100	80	90	160	140
Sc	18	56	30	16	28	15	31
Be	3	7	6	3	2	5	6
Li	10	7	9	10	12	7	10
Rb	32	43	39	28	29	43	45
Cs	-	1	<1	-	-	1	1
Cu	57	30	45	51	50	35	40
Zn	140	110	120	150	140	110	140
Ni	150	170	169	160	170	170	220
Co	40	53	50	50	40	65	50
K/Rb	441	765	451	385	515	191	690

Таблица 11 (продолжение)

Элемент	Калиевые гавайиты					
	77-71	150-70	30-30	76-70	31-71	35-71
Zr	240	580	200	210	240	200
Nb	76	140	110	Не обн.	60	120
Sc	22	30	33	"	10	7
Be	4	6	3	4	4	2
Li	13	9	5	13	10	8
Rb	35	39	40	94	39	31
Cs	Не обн.	<1	2	2	Не обн.	Не обн.
Cu	46	33	55	20	34	38
Zn	110	120	120	40	100	93
Ni	130	160	120	<3	90	100
Co	30	38	40	<3	30	40
K/Rb	759	860	581	364	766	669

магмы от ранних, более меланократовых дериватов к более поздним, лейкократовым дифференциатам (Герасимовский, Поляков, 1974; Prinz, 1967). Так, в пределах калиевой провинции Хангая более кислые трахитовые андезито-базальтовые серии пород района р. Хануй-Гол содержат 310-430 г/т Zr, в то время как калиевые базаниты (более ранние дериваты) этого вулканического поля - 370-520 г/т. В пределах натриевой провинции Дариганги в 130-метровом разрезе северной части плато (гора Асхатэ), состоящем из последовательно наложенных 14 потоков, снизу вверх наблюдается переход от нефелино-

Калиевые гвайиты

88-70	137-70	60-71	3030л	3030г	56-71	42-71
390	380	170	310	180	250	280
110	110	86	84	72	90	76
41	37	3	34	40	22	21
6	5	3	4	2	2	3
8	8	11	2	15	10	12
38	43	26	30	46	32	34
< 1	< 1	-	4	-	-	-
50	33	64	70	59	51	36
120	110	120	120	100	130	110
130	170	310	110	160	100	60
60	52	50	60	50	45	45
577	630	543	629	541	778	781

Муджиериты

62-71	75-71	76-71	67-70	69-71	92-71	81-80
200	500	270	430	410	420	350
80	210	100	80	74	140	140
10	24	14	28	12	17	18
2	5	3	4	3	6	11
11	12	9	8	8	8	11
24	30	28	30	32	35	39
Не обн.	< 1	Не обн.	< 1	Не обн.	1	22
32	90	34	45	27	45	45
120	150	110	120	130	130	120
95	220	75	120	85	90	130
45	50	50	45	40	40	40
622	802	1156	675	985	863	532

вых гвайитов и базанитов к более насыщенным SiO_2 базальтам толеитового типа. Однако и в этом случае не наблюдается накопления Zr и содержание его остается практически постоянным. Приведенные примеры не опровергают установленную выше закономерность, но в известном смысле расширяют ее. Содержание Zr в монгольских базальтах обнаруживает четкую положительную корреляцию со щелочностью пород, что уже отмечалось для иных вулканических областей (Prinz, 1967; Герасимовский, Поляков, 1974; Гладких, Пятенко, 1975). Однако поведение K и Na в процессе дифференциации монгольских

Таблица 11 (продолжение)

Элемент	Калиевые муджие- риты	Калиевые бенмориты		Щелочные оливино- вые ба- зальты	Трахитбазальты	
	68-71	45-71	73-71	98-70	97-70	86-70
Zr	600	390	850	350	490	260
Nb	130	120	198	100	120	76
Sc	11	8	12	25	44	41
Be	3	2	3	4	8	4
Li	11	11	14	9	6	9
Rb	30	38	44	23	21	27
Cs	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1	<1	<1
Cu	27	40	46	40	50	50
Zn	100	100	80	120	110	110
Ni	90	30	60	95	160	160
Co	40	30	40	3	70	60
K/Rb	470	895	943	895	763	642

Таблица 11 (окончание)

Элемент	Трахитовые андезито-базальты						Толейто- вые ба- зальты
	68-70	78-70	59-70	70-70	70-71	136-70	99-70
Zr	480	370	430	340	660	310	140
Nb	60	86	54	60	84	Не обн.	Не обн.
Sc	29	19	29	23	9	26	48
Be	5	5	6	3	3	4	3
Li	8	5	12	8	14	9	2
Rb	34	27	36	25	39	30	5
Cs	7	<1	6	<1	Не обн.	<1	<1
Cu	40	40	Не обн.	37	40	1	200
Zn	130	120	-	120	130	90	88
Ni	150	100	-	110	70	50	75
Co	40	70	-	50	40	30	50
K/Rb	632	732	558	833	809	598	266

Примечание. Юго-Западная (Барун-Хурайская котловина) и Центральная (Хангай, Долина Озер) Монголия. Тарятская впадина. Река Чулуту: 68-70, 83-70, 86-70, 87-70, 87а-70, 88-70, 90-70, 97-70, 98-70, 99-70, 105-70, 111-70, 116-70, 116а-70, 117-70, 122-70, 123-70, 132-70, 136-70, 137-70, 138-70, 139-70, 140-70; вулкан Нарин-Гичигене: 6-71; вулкан Хурог: 150-70, 152-70, 233-70, 1-71; район Баян-Хонгора: 96-71, 97-71. Междуречье Туин-Гол - Ташин-Гол. Гора Бу-Саган: 26-71, 27-71; гора Саган-Обо: 36-71, 37-71, 38-71; гора Цобу-Ула: 56-71, 60-71, 61-71, 67-71; гора Баянгин-Тэг: 42-71, 44-71, 45-71, 62-71, 104-71, 106-71; гора Хашяту-Ула: 72-71, 77-71, 79-71; гора Богдо-Ула: 31-71, 35-71; гора Тэбшин-Тахилта-Ула: 75-71, 76-71; гора Хурэн-Обо: 68-71, 69-71, 70-71, 73-71; гора Хара-Нюдуни: 52-71, 92-71; р. Орхон: 57-70, 59-70; вулкан Дулаи-Хара: 3030л, 3030г, 3030; р. Хануй-Гол: 67-70, 70-70, 72-70, 73-70, 75-70, 76-70, 78-70, 80-70, 81-70, 82-70; Барун-Хурайская котловина: 15-71, 18-71, 21-71, 22-71.

Трахибазальты		Трахитовые андезито-базальты				
117-70	79-71	72-70	83-70	82-70	80-70	57-70
-	-	-	420	-	310	310
-	-	-	100	-	72	110
-	-	-	21	-	49	21
-	-	-	3	-	6	4
12	10	16	7	7	7	9
36	31	32	32	32	19	32
<1	<1	<1	<1	<1	<1	1
30	45	37	40	40	40	35
130	130	100	120	120	120	130
130	90	100	120	120	120	92
45	40	60	32	40	50	55
676	857	599	628	661	1247	568

щелочно-базальтовых магм резко отличается от описанных указанными авторами случаев, когда остаточный расплав обогащался SiO_2 , $(\text{Na} + \text{K})$ и Zr . Более поздние и более насыщенные SiO_2 дериваты дифференцированных серий монгольских базальтов характеризуются такой же, а иногда и меньшей щелочностью, чем ранние продукты фракционирования. Отсюда и обогащение Zr более ранних меланократовых щелочных дериватов. В некоторых случаях, как это имеет место в Тарятской впадине Хангая, мы наблюдаем увеличение концентрации Zr в процессе эволюции щелочно-базальтовой магмы от плиоценового этапа вулканизма к голоценовому (от 390 до 510 г/т). Однако это связано с появлением на заключительных стадиях вулканизма не более кислых и лейкократовых дериватов, а напротив, наиболее недосыщенных SiO_2 щелочных лейцитовых базанитов и тефритов.

Накопление Zr в остаточном расплаве, по-видимому, характеризует лишь тот тип малоглубинного фракционирования базальтовой магмы, который сопровождается одновременным увеличением содержаний SiO_2 и $(\text{Na} + \text{K})$. В противном случае, как происходит при глубинной эволюции щелочно-базальтовой магмы в кайнозой Монголии, наблюдается обратная картина.

В целом содержание Zr в щелочных базальтоидах Монголии выше, чем в однотипных щелочных базальтах Прибайкалья, где максимальные его концентрации, как правило, меньше 280 г/т (Гладких, Пятенко, 1975). Оно также превышает содержание этого элемента в щелочных базальтоидах африканских рифтовых серий (Герасимовский, Поляков, 1974) и среднее содержание (164 г/т) в нефелин-нормативных базальтах, по Принцу (Prinz, 1967).

Ниобий. Средние содержания Nb в вулканических породах калиевой ассоциации составляют 80-159 г/т и могут изредка повышаться до 317 г/т в лейцитовых тефритах и понижаться до 60 г/т в калиевых трахиандезито-базальтах. В толеитовых базальтах содержание Nb меньше 5 г/т.

Средние содержания Nb в вулканических породах натриевой ассоциации составляют 62-180 г/т, при этом повышение его концентрации (170-180 г/т) отмечается в нефелиновых муджеритах и оливиновых нефелинитах, а понижение (62 г/т) - в толеитовых базальтах. Еще более низкие содержания (46 г/т) характерны для толеитовых андезито-базальтов.

Таблица 12

Содержание редких элементов (в г/т) в кайнозойских вулканических породах

Элемент	Оливиновые мела-нефелиниты		Базаниты			
	183-70	178-70	219-70	162-70	82-72	505-72
Zr	-	500	420	340	210	260
Nb	-	180	130	110	98	64
Sc	-	24	38	43	36	22
Be	-	5	6	4	1	3
Li	9	10	7	7	13	10
Rb	28	18	26	20	36	22
Cs	13	40	1	<1	Не обн.	Не обн.
Cu	50	55	70	50	55	57
Zn	160	180	160	150	150	140
Ni	230	240	310	200	280	200
Co	70	72	75	70	60	50
K/Rb	438	562	447	743	380	702

Таблица 12 (продолжение)

Элемент	Базаниты					
	204-70	184-70	167-70	163-70	187-70	198-70
Zr	200	-	-	800	320	350
Nb	220	-	-	200	110	94
Sc	37	-	-	42	46	38
Be	2	-	-	7	6	5
Li	7	10	9	7	9	10
Rb	15	31	23	39	29	24
Cs	2	3	2	<1	8	2
Cu	55	48	50	43	60	55
Zn	150	130	140	160	150	140
Ni	140	200	180	250	160	190
Co	70	60	50	67	70	57
K/Rb	609	482	642	458	584	609

Примечание. Юго-Восточная Монголия (плато Дариганга, Халхингольский район). Покровы северной части плато: 162-70, 187-70, 192-70, 195-70, 196-70, 197-70, 198-70, 199-70, 200-70, 201-70, 203-70, 204-70, 223-70; вулканы северной части плато: 163-70, 167-70, 168-70, 169-70, 170-70, 178-70, 183-70; покровы центральной части плато: 37-

Однотипные породы рассматриваемых ассоциаций очень близки по содержанию Nb.

На диаграмме Nb(Na + K) (рис. 14) вулканические породы ассоциаций располагаются в пределах поля II (щелочных оливин-базальтовых) и поля III (щелочно-базальтовых серий) (Бородин, Гладких, 1968). В вулканических породах натриевой ассоциации намечается прямая зависимость между содержанием Nb

Базаниты

	185-70	209-70	169-70	205-70	212-70	6-72	203-70
	370	300	330	350	370	490	450
	120	120	120	130	120	52	140
	46	46	40	35	41	24	32
	5	5	5	4	5	1	6
	9	9	11	11	11	8	9
	10	16	28	19	46	17	31
	5	5	<1	1	4	Не обн.	9
	70	70	55	70	70	53	55
	150	140	140	140	150	120	150
	200	300	150	270	220	200	180
	60	80	55	50	50	50	55
	1030	555	685	611	310	742	551

Базаниты	Гавайиты	Нефелиновые гавайиты				
		168-70	199-70	37-72	508-72	72-72
-	500	190	-	320	540	450
-	160	80	-	84	160	100
-	29	9	-	18	34	27
-	5	3	-	2	6	3
9	21	10	7	12	12	9
36	38	51	20	30	17	30
<1	3	-	1	-	6	-
52	49	44	70	40	80	57
120	140	180	150	70	150	160
130	170	160	190	120	100	200
62	60	50	50	35	50	40
544	417	211	772	553	976	498

72, 502-72, 503-72, 505-72, 508-72, 205-70, 208-70, 212-70, 215-70; вулканы центральной части плато: 184-70, 185-70, 209-70, 219-70; покровы южной части плато: 6-72, 60-72; вулканы южной части плато: 72-72, 82-72, 101-72. Халхингольский район, гора Хабирга: К-3.

и Na + K щелочей. Они образуют ряды: андезито-базальты - толеитовые базальты - нефелиновые гавайиты (поле II) и щелочные оливиновые базальты - базаниты - гавайиты - нефелиновые муджиериты (поле III).

В процессе эволюции щелочного базальтового вулканизма как в калиевых сериях пород, так и в натриевых отсутствует увеличение концентрации Nb к концу вулканического процесса, отмеченного, в частности, для рифтовых зон

Таблица 12 (окончание)

Элемент	Нефелиновые муджиериты				Щелочные оливиновые базальты		
	101-72	170-70	60-72	502-72	208-70	201-70	
Zr	680	1000	-	360	-	330	
Nb	160	250	-	100	-	140	
Sc	35	31	-	29	-	35	
Be	6	6	-	2	-	5	
Li	8	11	11	10	9	11	
Rb	41	24	44	27	41	33	
Cs	1	1	1	-	5	4	
Cu	70	32	35	46	60	70	
Zn	180	170	160	140	140	150	
Ni	260	220	120	210	250	140	
Co	50	40	50	45	70	50	
K/Rb	561	460	438	562	202	512	

Африки (Восточно-Африканская рифтовая система, 1974). В отличие от африканских рифтовых серий повышенные содержания Nb чаще наблюдаются в натриевых базальтоидах, а не в калиевых, хотя редкие максимальные концентрации (270–250 г/т) все-таки связаны с лейцитовыми базанитами.

Содержания Nb в близких по химизму щелочных базальтоидах Монголии и Африканских рифтов вполне сопоставимы. В то же время они существенно выше содержаний Nb в щелочных базальтоидах Прибайкалья и сближаются в этом плане только с нефелинитами (Гладких, Пятенко, 1975).

Скандий. Средние содержания Sc в вулканических породах калиевой ассоциации изменяются от 43 г/т в трахибазальтах до 11 г/т в калиевых муджиеритах; в породах натриевой ассоциации – от 47 г/т в толеитовых базальтах до 24 г/т в меланократовых оливиновых нефелинитах (табл. 13).

При изучении распределения Sc в магматических породах устанавливается, что среди породообразующих минералов максимальные концентрации этого элемента отмечаются в пироксенах. Вместе с тем отмечается тесная геохимическая общность Sc с закисным железом (Герасимовский, Поляков, 1974). Однако в вулканических породах изученных ассоциаций зависимость между концентрациями Sc и Fe²⁺ не проявлена.

Однотипные породы калиевой и натриевой ассоциации (толеитовые базальты, гавайиты, нефелиновые гавайиты, муджиериты и базаниты) близки по содержанию Sc, но различаются по содержанию закисного железа, которое выше в породах натриевой серии, и, следовательно, по величине отношения Fe/Sc.

Гавайиты калиевой ассоциации содержат больше Sc по сравнению с калиевыми и нефелиновыми разновидностями и характеризуются пониженным отношением Fe/Sc. Резко обеднены Sc лейцитовые базаниты относительно базанитов и калиевых базанитов. При этом в первых отмечаются существенно повышенные значения отношения Fe к Sc.

Вулканические породы Монголии почти втрое обогащены Sc и имеют пониженное отношение Fe/Sc по сравнению с однотипными породами Прибайкалья, за исключением оливиновых нефелинитов, которые не различаются по этим характеристикам.

Трахибазальты и щелочные оливиновые базальты Монголии содержат вдвое больше Sc относительно тех же пород Восточно-Африканской рифтовой системы

Щелочные оливино- вые ба- зальты	Оливино- вые ба- зальты	Толейтовые базальты				Толей- товые анде- зиты		
		215-70	196-70	195-70	223-70		192-70	197-70
92	280	270	250	270	270	270	90	
Не обн.	110	62	68	62	54	56	Не обн.	
36	54	35	46	45	50	50	56	
Не обн.	6	3	4	4	4	4	Не обн.	
4	12	6	8	6	4	4	4	
6	24	20	19	17	22	22	5	
1	6	4	1	9	2	2	1	
35	47	65	45	75	70	70	45	
71	140	140	130	140	130	130	120	
160	190	150	150	160	160	160	120	
70	57	60	60	57	50	50	50	
332	622	502	533	635	459	459	660	

(Герасимовский, Поляков, 1974), однако трахиандезиты близки по содержанию Sc; существенно пониженное содержание этого элемента отмечается в лейцитовых базанитах Монголии.

Необходимо также отметить, что наблюдаемые в Восточно-Африканской рифтовой зоне повышенные содержания Sc в калиевых породах не характерны для вулканогенных образований Монголии.

По сравнению со средними содержаниями Sc в океанических щелочных базальтах (Prinz, 1967) монгольские щелочные базальтоиды как калиевого, так и натриевого типа обогащены этим элементом.

Бериллий. Be не характерен для базальтов вообще, и данных о содержании этого элемента в породах такого типа очень мало. Изучение распределения его в щелочных базальтоидах разных петрохимических и петрографических типов, различного возраста и фациальной принадлежности показывает стабильное содержание со средними концентрациями от 3 до 7 г/т. Это в целом выше содержания Be в щелочных базальтоидах рифтовых зон Африки (Герасимовский, Поляков, 1974).

Литий. Распределение Li в щелочных базальтоидах Монголии обычно показывает стабильные средние содержания его 10 г/т, которые характеризуют различные петрографические типы базальтоидов и их более кислые дифференциаты как в натриевой, так и в калиевой провинции. Установленного для африканских рифтовых серий накопления Li к концу магматического процесса и обогащения им натриевых базальтов (Герасимовский, Поляков, 1974) в данном случае не наблюдается. В целом приведенные цифры, как правило, меньше концентрации Li в щелочных базальтоидах африканских рифтов и средних значений Li, по Принцу, в нефелин-нормативных базальтах (14 г/т). Они приближаются лишь к средним содержаниям Li в гавайских щелочных базальтах (Prinz, 1967).

Рубидий. По содержанию Rb щелочные базальтоиды Монголии отличаются от щелочно-базальтоидных континентальных серий других вулканических провинций, за исключением смежных территорий Прибайкалья. По данным В.И. Герасимовского и В.И. Лебедевой (Герасимовский, Поляков, 1974), в калиевых базальтоидах африканских рифтов (лейцититы, базаниты, трахибазальты) содержания Rb колеблется от 130 до 337 г/т, а в натриевых щелочных базальтоидах этого же региона (мелилиты, меланефелиниты, нефелиниты) – от 42 до

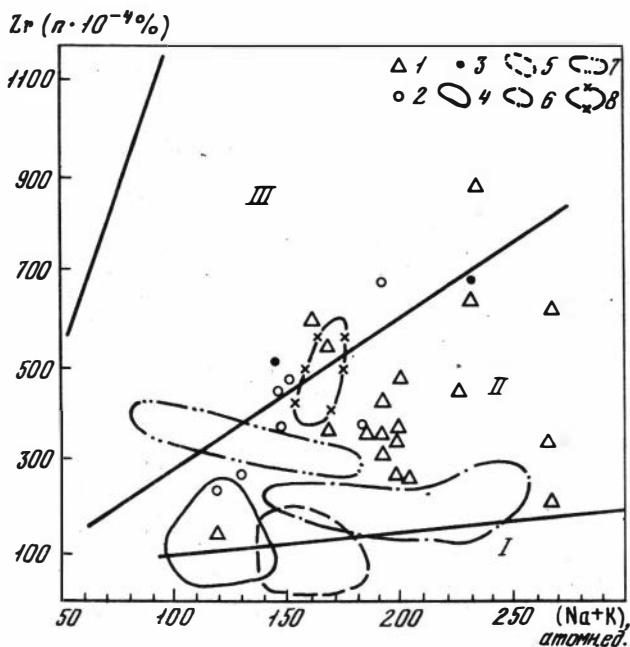


Рис. 13. Зависимость содержаний Zr от щелочности в калиевых и натриевых базальтоидах

1 и 2 – породы калиевой (1) и натриевой (2) ассоциаций Монголии; 3 – бесполевошпатовые щелочные базальтоиды Монголии; 4–8 – поля составов кайнозойских вулканических пород Прибайкалья: 4 – толеитовые базальты, 5 – щелочные оливиновые базальты, 6 – базанитоиды, 7 – нефелиниты, 8 – трахитовые андезито–базальты.

Поля: I – олеитовых ассоциаций, II – щелочных базальтов платформ, III – щелочных базальтов океанических островов

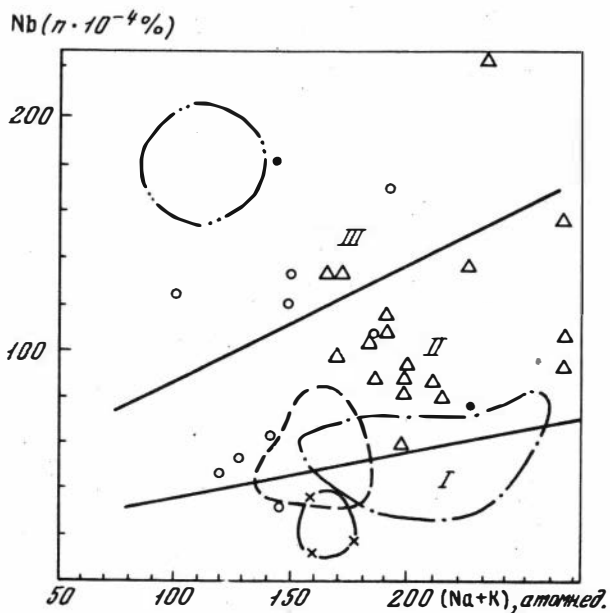


Рис. 14. Зависимость содержаний Nb от щелочности в калиевых и натриевых базальтоидах

Условные обозначения см. рис. 13

Таблица 13

Средние содержания Fe^{2+} (в вес.%), Sc (в г/т) и их отношение в вулканических породах калиевой и натриевой ассоциаций

Породы	Калиевая ассоциация			Натриевая ассоциация		
	Fe	Sc	Fe/Sc	Fe	Sc	Fe/Sc
Щелочные оливиновые базальты (1,4)*	6,0	21	2856	4,98	42	1188
Оливиновые толеитовые базальты (-,2)	-	-	-	6,07	40	1518
Толеитовые базальты (1,2)	3,45	48	720	4,6	47	980
Трахиандезитобазальты (10, -)	4,57	24	1904	-	-	-
Трахибазальты (5, -)	4,69	37	1270	-	-	-
Гавайиты (3, 2)	5,05	32	1579	7,38	28	2636
Калиевые гавайиты (13, -)	4,37	25	1750	-	-	-
Нефелиновые гавайиты (4, 5)	4,80	22	2185	6,53	22	2970
Муджиериты (6, 1)	4,69	18	2606	5,60	16	3506
Нефелиновые муджиериты (-, 3)	-	-	-	7,01	32	2191
Базаниты (3, 15)	6,14	30	2049	6,37	38	1677
Калиевые базаниты (15, -)	7,08	27	2037	-	-	-
Лейцитовые базаниты (6, -)	5,32	11	4844	-	-	-
Меланократовые лейцититы (2, -)	2,25	15	1270	-	-	-
Оливиновые меланократовые нефелиниты (-, 2)	-	-	-	5,71	24	2385

*В скобках указано число определений соответственно для калиевой и натриевой ассоциаций.

116 г/т. Эти оценки значительно больше содержания Rb в монгольских базальтоидах.

Для натриевой серии Дариганги средние концентрации Rb обычно колеблются от 20 до 30 г/т, а для калиевой от 28 (трахибазальты) до 46 г/т (мелалейцититы) в породах разных типов. Близкие содержания Rb отмечаются только в базальтоидах Южной Кении - 11-13 г/т. Аналогичные "монгольские" низкие концентрации рубидия зафиксированы также в щелочных оливиновых базальтах Прибайкалья, где они колеблются от 10 до 60 г/т в щелочных оливиновых базальтах и от 20 до 40 г/т в базанитах, возрастая до 220 г/т в нефелинитах (Гладких, Пятенко, 1975). На диаграмме (рис. 15) перекрывающиеся поля натриевых и калиевых щелочных базальтоидов Монголии, с одной стороны, и щелочных базальтоидов Прибайкалья, с другой, четко отделены от африканских рифтовых ассоциаций калиевого и натриевого типов. Они располагаются в области более высоких значений K/Rb отношения независимо от содержания K. В целом более низкие концентрации Rb в щелочно-базальтоидных ассоциациях Азиатского материка, включая рифтовые ассоциации Прибайкалья и Северной Монголии, по-видимому, являются провинциальной спецификой и противопоставляются значительно более высоким его концентрациям в аналогичных щелочно-базальтоидных рифтовых ассоциациях Африканского материка. В то же время

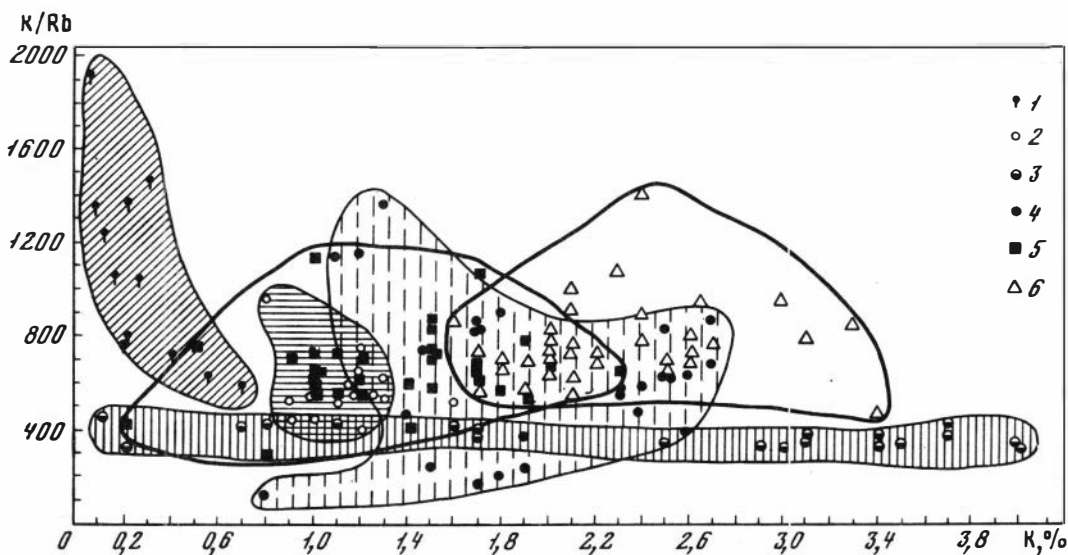


Рис. 15. K/Rb отношение и содержание K в континентальных и океанических базальтовых ассоциациях

1 - толеитовые базальты океанического дна (Gast, 1968); 2 - щелочные базальты океанических островов (Gast, 1968); 3 - калиевые и натриевые щелочные базальтоиды Восточно-Африканских рифтов (Герасимовский, Поляков, 1974); 4 - щелочные базальтоиды Прибайкалья (Гладких, Пятенко, 1975); 5 и 6 - натриевые (5) и калиевые (6) щелочные базальтоиды Монголии

поле океанических щелочных базальтов (Gast, 1968) целиком располагается в поле натриевой базальтовой ассоциации Дариганги на указанной диаграмме.

Распределение Rb в вулканических породах Монголии показывает, что, несмотря на вариации содержания данного элемента в родственных породах отдельных серий, интервалы этих колебаний не перекрываются и различаются весьма существенно (см. табл. 11, 12).

Медь и цинк. Среднее содержание Cu и Zn в вулканических породах калиевой ассоциации изменяется незначительно. В большей части пород концентрация Cu составляет в среднем 35-46 г/т, незначительно повышаясь в базанитах (до 52 г/т) и толеитовых базальтах (до 200 г/т) и понижаясь в калиевых муджжеритах (до 27 г/т).

Содержание Zn составляет 100-140 г/т, понижаясь в некоторых лейцитовых базанитах (82 г/т) и толеитовых базальтах (88 г/т).

В породах натриевой ассоциации среднее содержание Cu в целом несколько выше по сравнению с породами калиевой ассоциации и составляет 45-58 г/т и только в щелочных базальтах повышается до 82 г/т. Концентрации Zn изменяются от 170 до 180 г/т, при этом повышенные содержания (150-170 г/т) отмечаются в бесполовошпатовых щелочных базальтоидах, гавайитах и нефелиновых муджжеритах.

В вулканических породах натриевой ассоциации отмечается незначительное накопление Cu относительно однотипных пород калиевой. Однако они не различаются и по содержанию Zn.

В вулканических породах обеих ассоциаций концентрация Zn превышает концентрацию Cu. Отношение Zn/Cu независимо от типа лав варьирует от 2:1 до 3:1.

Рассматриваемые вулканические породы резко обеднены Cu по сравнению с близкими по петрографическому составу породами Восточно-Африканской рифтовой системы, за исключением трахиандезитов (Герасимовский, Поляков, 1974). Однако отмеченная В.И. Герасимовским тенденция повышения содержания Cu в натриевых, менее щелочных базальтоидах сохраняется и для монгольских базальтоидов.

Никель. Распределение Ni в породах калиевой и натриевой серий показывает обогащение этим элементом натриевых щелочных базальтоидов Дариганги, где средние содержания Ni в разных группах колеблются от 154 до 235 г/т, лишь в одном случае снижаясь до 120 г/т (северная часть плато). В то же время калиевые базальтоиды Хангая имеют средние содержания Zr по отдельным группам 75–70 г/т (Тарятская впадина), менее щелочные и дифференцированные серии трахитовых андезитов–базальтов – 107 г/т (р. Хануй–Гол), а переходные между натриевым и калиевым типами базальтоиды Долины Озер – 140 г/т. При изучении распределения Ni по типам пород для калиевой ассоциации устанавливается уменьшение средних его содержаний от гавайитов и базанитов к муджиеритам и трахиандезитов–базальтам. Аналогичным образом в породах натриевой ассоциации концентрации Ni уменьшаются в последовательности: базаниты – оливиновые меланефелиниты – муджиериты – щелочные оливиновые базальты – гавайиты.

В целом для вулканических пород натриевой ассоциации характерны более высокие содержания Ni по сравнению с однотипными породами калиевой провинции Хангая.

Обогащение Ni натриевых базальтоидов Монголии демонстрирует иную тенденцию, чем это отмечено для африканских рифтовых серий (Герасимовский, Поляков, 1974), где щелочные натриевые базальтоиды обеднены этим элементом. Вместе с тем отмеченные выше содержания Ni в щелочных базальтоидах Монголии заметно выше средних его концентраций в нефелиннормативных базальтах (130 г/т) и океанических щелочных базальтах (111 г/т, о. Гоф), по данным Принца.

Кобальт. Содержания Co в общем случае наиболее высокие для ультраосновных и основных пород, тем не менее широко варьируют внутри ассоциаций этих пород. Такие же колебания наблюдаются в базальтоидах Монголии. При этом натриевые щелочные базальтоиды в среднем богаче Co (62 г/т), чем калиевые (46 г/т). Среди последних минимальные концентрации Co наблюдаются в голоценовых базальтоидах Тарятской впадины, вулкана Дулан–Хара бассейна р. Хануй–Гол. При этом отмечается тенденция к уменьшению содержания Co от базанитов к трахиандезитов–базальтам и муджиеритам, а калиевые и лейцитовые разновидности лав обеднены Co по сравнению с натриевыми.

Отношение Ni/Co варьирует от 1,2 до 4,4 в породах калиевой ассоциации и от 2,5 до 4,7 – натриевой.

От прибайкальских континентальных базальтов с самым высоким содержанием Co (78–68 г/т) они отличаются меньшими значениями, а от африканских базальтов – более высокими, а также обратными соотношениями в распределении Co между натриевыми и калиевыми сериями. Океанические толеитовые и щелочные серии отличаются низкими средними содержаниями Co (39–40 г/т) от континентальных базальтов. К ним наиболее близки калиевые серии Монголии.

Сопоставление петрохимического состава однотипных пород калиевой и натриевой ассоциации показывает, что в большинстве случаев вулканические породы первой характеризуются повышенным содержанием щелочей при пониженном значении величины Na/K, но чаще обеднены Fe²⁺ и Ti, что позволяет рассматривать их (на основании распределения петрогенных элементов) как автономные по петрохимическому составу образования.

Что же касается распределения редких элементов, то в вулканических породах рассматриваемых ассоциаций не устанавливается принципиальных различий в распределении литофильных элементов: Zr, Nb, Sc, Li, Be. Исключение представляет Rb, повышенное содержание которого наблюдается в породах калиевой ассоциации, хотя интенсивность его накопления по сравнению с K более низкая. Иначе говоря, различия в концентрации Rb в вулканических породах ассоциаций менее выражены, чем различия в содержании K, хотя геохимическая общность K и Rb в процессе петрохимической эволюции магматических расплавов ассоциации видна достаточно четко.

Более определенно геохимическая автономность вулканических пород изученных ассоциаций проявляется в распределении халькофильных и сидерофиль-

ных элементов, прежде всего это относится к Cu и Ni, повышенные содержания которых отмечаются в вулканических породах натриевой ассоциации.

По содержанию Zr и Co вулканические породы ассоциаций близки, однако калиевые и лейцитовые лавы калиевой ассоциации обеднены этими элементами относительно натриевых аналогов.

Следовательно, из изученного спектра редких элементов только Rb, Cu и Ni могут быть отнесены к элементам-индикаторам калиевой и натриевой ассоциаций.

Геохимические особенности подчеркивают самостоятельность калиевой и натриевой ассоциаций щелочных базальтоидов, выделенных на основании петрохимических различий, а также обосновывают независимую генерацию калиевых и натриевых щелочно-базальтоидных магм в недрах Земли в географически разобширенных вулканических областях.

Если сравнение двух генетически независимых типов базальтовых ассоциаций обнаруживает соответствующие вариации основных и редких элементов, то внутри каждой ассоциации, несмотря на имеющиеся иногда значительные вариации содержаний петрогенных элементов, наблюдаются сравнительно небольшие изменения содержания редких элементов. Эта особенность подчеркивает генетическое родство пород, образующих калиевую и натриевую ассоциации.

В натриевой базальтовой ассоциации плато Дариганга различные типы щелочных пород – базаниты, нефелиновые гавайиты, муджиериты, оливинные меланефелиниты – характеризуются стабильными, примерно с одинаковыми колебаниями, концентрациями редких элементов. Аналогичным образом и в калиевой ассоциации наблюдается близкая геохимическая характеристика пород генетических рядов: калиевый базанит – гавайит – муджиерит и калиевый базанит – щелочной оливинный базальт – трахибазальт – трахитовый андезитобазальт. На этом фоне распределения редких элементов выделяются геохимически различные группы пород, образование которых связано с локально проявленными процессами кристаллизационной дифференциации. Толеитовые базальты северной части Дариганги отличаются меньшими содержаниями Ni и Nb от щелочных базальтов, глубинными дифференциатами которых они являются, и обогащены Cu и Zr. Однако изменение концентраций малых элементов здесь происходит постепенно, в последовательности от щелочных базальтоидов через оливинные толеиты к толеитовым базальтам и несомненно свидетельствует о генетической связи этих вулканических пород, которые, к тому же, близки по содержанию Zr, Sc, Rb и Co.

Характер распределения редких и малых элементов в бесполовошпатовых щелочных базальтоидах показывает, что только меланефелиниты натриевой ассоциации содержат больше Nb и Zr относительно базанитов и гавайитов той же ассоциации. Мелалейцититы калиевой ассоциации с низким содержанием кремнезема и высоким содержанием щелочей близки по содержанию редких и малых элементов к плагиоклазовым базальтоидам.

Несмотря на разнообразие состава базальтовых серий калиевой ассоциации Центральной Монголии, однотипные лавы разных вулканических полей, например щелочные базаниты Хангайского вулканического ареала и Долины Озер, имеют близкие геохимические особенности. Это же можно сказать и относительно однотипных базальтоидов разного возраста, в частности базанитов плиоценового, плейстоценового и голоценового этапов излияний в Тарятской впадине на Хангае. Очевидно, состав первоначальных расплавов на разных стадиях щелочно-базальтоидного вулканизма Хангайского ареала был близким, но степень и характер процессов дифференциации в разных вулканических полях этой области различались.

Поведение редких элементов в процессе кристаллизационной дифференциации щелочно-базальтовых магм Монголии, происходящей в разных масштабах, но все же имеющей место как в натриевой, так и в калиевой провинции, отличается большим своеобразием. Геохимическими исследованиями базальтовых комплексов разной щелочности в океанических областях и на континентах установлена общая закономерность, а именно – накопление в процессе кристаллизационного фракционирования базальтовых магм ряда литофильных элементов,

прежде всего Zr, Nb, Li, Rb и, наоборот, обеднение остаточного расплава сидерофильными элементами, в первую очередь Ni и Co (Prinz, 1967; Gast, 1968; Герасимовский, Поляков, 1974; Givetta e.a., 1974; Гладких, Пятенко, 1975; Goldich e.a., 1975; Кравченко, 1977). Эта закономерность на первый взгляд не подтверждается на монгольском материале. Более того, мы нередко имеем обогащение Zr, Li, Rb наиболее ранних продуктов плавления мантийного субстрата – лейцитовых и нефелиновых базанитов. Как правило, содержание литофильных элементов существенно не меняется к концу вулканического процесса. Это наглядно демонстрируют наиболее дифференцированные базальтоидные серии плиоцена Тарятской впадины и р. Хануй–Гол, отчасти неогеновые серии Долины Озер (см. табл. 11). Причины такого различия заключаются в наличии принципиально различающихся типов кристаллизационной дифференциации. И в том и в другом случае твердо устанавливается положительная корреляция перечисленных литофильных элементов с главными щелочными элементами Na и K. Поэтому в первом случае, когда рассматриваемый процесс малоглубинного кристаллического фракционирования сопровождается таким изменением химического состава, при котором в остаточном расплаве увеличивается содержание кремнезема и щелочей, происходит одновременно накопление Li, Rb и других литофильных элементов. Во втором случае, примером которого являются монгольские базальтоиды, широко развиты процессы кристаллизационной дифференциации, связанные с глубинным фракционированием мегакристов оливина, флогопита, граната, пироксена, санидина, анортоклаза. Это служит причиной появления вторичных магм также базальтового, не менее щелочного толеитового типа на Дариганге в натриевой провинции или же близких по щелочности гавайитовых и муджиеритовых базальтоидных расплавов на Хангае. Даже когда имеет место малоглубинный процесс дифференциации и наблюдается образование кремнезасыщенных расплавов, щелочность изменяется незначительно или остается прежней. Примером являются плиоценовые серии Тарятской впадины и р. Хануй–Гол, где ранние дериваты представлены калиевыми и лейцитовыми базанитами, а поздние – трахитовыми андезито–базальтами (т.е. в общем менее щелочными, но более кислыми породами). Такие глубинные процессы дифференциации, в ходе которых щелочность остаточных расплавов не изменяется, а иногда и вообще уменьшается, естественно демонстрируют инертное поведение соответствующих редких элементов или же обогащение ими ранних, более щелочных и меланократовых дериватов.

Сравнительный анализ некоторых геохимических черт кайнозойских щелочно–базальтоидных серий Монголии с аналогичными породами смежных областей Прибайкалья (Гладких, Пятенко, 1975) и рифтовых ассоциаций Африканского континента (Герасимовский, Поляков, 1974) обнаруживает существенные различия между ними. В частности, устойчиво прослеживается тенденция к обогащению монгольских базальтов по сравнению с прибайкальскими Zr, Nb, отчасти Rb и обеднение Co. От базальтовых ассоциаций африканских рифтов они отличаются значительно меньшими содержаниями Rb и более высокими концентрациями Ni и Co, что, возможно, акцентирует их более ювенильный и менее дифференцированный характер. Принципиально важно подчеркнуть, что по некоторым геохимическим особенностям натриевые щелочные базальтоиды Дариганги весьма близки к океаническим щелочным базальтам, что уже отмечалось при петрохимическом анализе. В частности, они имеют такое же K/Rb отношение, как и океанические щелочные базальты (Gast, 1968). Их толеитовые дифференциаты характеризуются таким же K/Rb отношением, как и некоторые примитивно океанические толеиты, хотя для более твердого обоснования этого положения необходимы дополнительные материалы.

ГЛУБИННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В БАЗАЛЬТОИДАХ (МЕГАКРИСТЫ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ)

В различных вулканических провинциях земного шара для определенных типов пород, обычно принадлежащих к резко недосыщенным SiO_2 щелочным сериям базальтоидов, характерны включения крупных одиночных кристаллов ферромагнезиальных минералов и полевых шпатов. Постоянно наблюдающаяся пространственная ассоциация этих своеобразных минералов в щелочных базальтоидах с ультрамафитовыми ксенолитами – фрагментами глубинного вещества верхней мантии – поставила проблему происхождения мегакристов как возможных индикаторов высокого давления.

Развитие экспериментальных исследований по плавлению вулканических пород и изучение фазовых отношений базальтовых расплавов стимулировали формирование представлений не только о глубинном генезисе многих типов минеральных включений, обнаруженных главным образом в недосыщенных SiO_2 лавах, но и о родственном базальтам происхождении мегакристов.

Условия местонахождения этих минералов и особенности их химизма, удивительно сходные в различных вулканических регионах, свидетельствуют в пользу такого предположения. Эти минералы характеризуются необычайно широким распространением и, как правило, не образуют полиминеральных сростков; встречаются они только в виде одиночных кристаллов, которые в редких случаях содержат лишь мелкие включения других дискретных мегакристов. Они имеют огромные размеры, значительно превышающие величину обычных вкрапленников, и зерна базитовых и ультрамафитовых агрегатов из глубинных ксенолитов. Кроме того, эти минералы отличаются высокой гомогенностью состава, свойственной глубинным образованиям, и корреляцией по химическому составу с вмещающими лавами. В то же время химические особенности таких включений и неравновесные отношения с вмещающими породами ставят их в ранг образований, противопоставляемых обычным вкрапленникам, и позволяют относить их к ранним кристаллическим фазам, отделившимся от щелочных базальтовых расплавов при большом давлении (на значительной глубине).

Именно так многие исследователи интерпретируют природу мегакристов высокого давления: алюминиевого клинопироксена, ортопироксена, магнезиального керсутита, титан-флогопита и плагиоклаза с повышенным содержанием альбитовой составляющей.

В таком плане эти включения приобретают большое значение как источники информации о режиме эволюции базальтовых расплавов в условиях высоких давлений и значительных температур, а детальные минералогические исследования барофильных мегакристовых ассоциаций содержат потенциальную возможность объяснения особенностей глубинного кристаллического фракционирования базальтоидных расплавов.

Учитывая эту возможность, при петрологическом изучении мегакристов и вмещающих пород Монголии мы сделали попытку объяснить происхождение разнообразных вулканических серий калиевой и натриевой ассоциаций на территории Центральной Азии, предварительно обосновав родственное базальтам происхождение минеральных включений.

Представленный в данном разделе материал не только позволяет решать важные вопросы глубинного петрогенезиса и вулканической петрологии, но и содержит новую информацию по мегакристовым ассоциациям в базальтоидах во-

обще. В Монголии установлена и охарактеризована группа К-Na полевых шпатов – калиевых санидинов, которая в других вулканических провинциях обычно представлена анортоклазами или натриевыми санидинами. Мегакристы авгита Монголии, будучи в общих чертах аналогичными подобным образованиям других регионов, отличаются такими особенностями химизма, которые ставят их в ряд наиболее глубинных включений среди серии клинопироксеновых мегакристов. Сделаны первые находки включений дискретных мегакристов авгита в пиропе и титан-биотита в санидине, которые в сочетании с экспериментальными данными позволяют конкретизировать кристаллизационную последовательность щелочных магм определенного состава, эволюционирующих в глубинных условиях. И, наконец, различие состава мегакристовых ассоциаций в пределах калиевого щелочно-базальтоидного ареала Хангая и натриевого – Дариганги дает возможность решать петрогенетические проблемы, связанные с происхождением базальтоидов различного петрохимического профиля.

КЛИНОПИРОКСЕН

Гигантские кристаллы клинопироксена обнаружены нами в базальтах кайнозойской щелочной провинции Монголии, где они присутствуют вместе с включениями шпинелевых и гранатовых лерцолитов, различных пироксенитов и эклогитов, а также в ассоциации с мегакристами санидина, флогопита и анортоклаза (Кебезинскас, 1974; Кебезинскас и др., 1976а). Они установлены в базальтоидах различных районов Монголии: Хангая, Долины Озер, р. Дзабхан, Заалтайской Гоби, плато Дариганга.

Вмещающие лавы принадлежат к калиевой и натриевой петрохимическим сериям, в пределах которых они представлены самыми разнообразными породами: лейцитовыми и нефелиновыми базанитами, меланефелинитами, нефелиновыми гавайитами, муджиеритами, а также трахитовыми базальтами и андезито-базальтами калиевого типа.

В целом клинопироксеновые мегакристы встречаются в кайнозойских лавах различного возраста и химизма, хотя все вариации состава вмещающих пород происходят в рамках базальтовой группы. Отсутствует избирательная приуроченность мегакристов к определенным фациальным категориям лав. Они встречаются в покровах, neckах, силлах и наземных вулканических постройках. Отсюда вытекает важная для понимания генезиса этих образований особенность – региональность распространения, исключающая случайный фактор появления, свойственный ксенолитам. Однако если учитывать не только факт присутствия, но и относительное количество клинопироксеновых мегакристов, то следует подчеркнуть их явное тяготение к нефелин-нормативным щелочным сериям Дариганги. Здесь они имеют повсеместное распространение, встречаясь в лавах, агглютинатах и брекчиях подавляющего большинства вулканических конусов, которые сотнями покрывают гигантское базальтовое плато. В разрезе плато клинопироксеновые мегакристы встречены только в верхних покровах и лавовых шлейфах вулканических конусов, а также в туфовых брекчиях и туфовом цементе конгломератов основания разреза среди слабо дифференцированных и сильно насыщенных SiO_2 щелочных лав. Различными оказались и ассоциации включений, в которых встречаются мегакристы калиевой и натриевой ветвей щелочных базальтов. В первом случае в Тарятской впадине и Долине Озер они сопровождаются мегакристами титан-биотита, санидина и ксенолитами шпинелевых лерцолитов. На Дариганге это преимущественно ассоциации мегакристов клинопироксена и анортоклаза, наряду с которыми встречаются ксенолиты шпинелевых лерцолитов, верлитов, пироксенитов.

Все клинопироксеновые мегакристы представлены одиночными кристаллами, для которых не характерна тенденция к группированию в агрегаты. Сrostки клинопироксенов с другими минералами также не характерны, но в редких случаях отмечаются включения одного минерала в другом. В частности, среди мегакристов пирокластического шлейфа вулкана Шаварын-Царам нами обнаружены

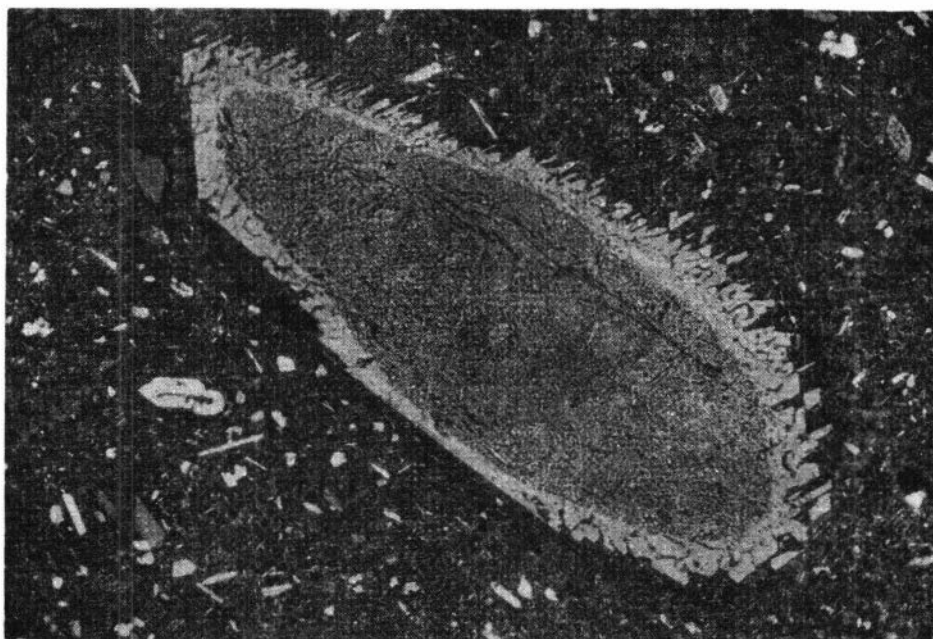


Рис. 16. Реакционные взаимоотношения фрагмента авгитового мегакриста с вмещающими базальтами (плато Дариганга). Никели +, $\times 24$

крупные кристаллы пироба, которые заключают в себе более мелкие одиночные зерна черного клинопироксена. Кристаллы достигают 10 см в длину, образуя гигантские призматические выделения. Обычно они встречаются в виде угловатых или округлых фрагментов крупных кристаллов размером 3–5 см. Однако и в этом случае они значительно превышают величину вкрапленников титанавгита во вмещающих лавах и величину отдельных зерен минерального агрегата перидотитовых нодулей. Кристаллографическая форма их сохраняется не часто и обычно изменена коррозией и фрагментацией. Они имеют черный цвет и стекловидный внешний облик на свежей поверхности, нередко характеризуются раковистым изломом.

Для клинопироксеновых мегакристов типичны реакционные взаимоотношения с вмещающей лавой. Однако это не явления растворения, отмеченные для кумулятивных пироксенов. Отсутствуют также деформационные структуры, наблюдаемые во многих перидотитовых нодулях. Как правило, мегакристы окружены пограничной зоной губчатого пироксена, пронизанного стекловидными выделениями строгой ориентации, которые образуют реакционную корону подчас очень сложного рисунка. Иногда эти реакционные зоны пересекают кристаллы в разных направлениях и явно связаны с трещиноватостью мегакристов. Реже они захватывают центральную часть кристалла, оставляя нетронутой периферическую (рис. 16). Эти реакционные короны и зоны указывают на неравновесное состояние клинопироксеновых мегакристов с вмещающей лавой и их неустойчивость при низких давлениях.

Состав клинопироксеновых мегакристов из кайнозойских щелочных базальтов Монголии, определенный на рентгеноспектральном микроанализаторе в ИГиГ СО АН СССР, представлен в табл. 14. Концентрационные кривые, записанные в различных частях мегакристаллов, показали их высокую гомогенность по сравнению с неоднородными и зональными коровыми вкрапленниками пироксена. С учетом огромных размеров монокристаллов это говорит о достаточно стабильной обстановке их формирования.

По классификации Н.Л. Добрецова с соавторами (Добрецов и др., 1971), клинопироксеновые мегакристы относятся к субкальциевым авгитам и омфацит-авгитам, которые отличаются от большинства авгитовых вкрапленников в ба-

зальтах и от авгитов из пироксенитовых ксенолитов прежде всего значительно более высоким содержанием Al_2O_3 . Такие составы зарубежные исследователи классифицируют как высокоалюминиевые авгиты или чермакитовые пироксены. Последнее для монгольских мегакристов не совсем верно, как будет показано ниже. Гигантские кристаллы клинопироксена образуют минеральную группу включений особого состава, своеобразии которого выявляется при сопоставлении с другими одиночными клинопироксенами в тех же вмещающих базальтах: с авгитами из вкрапленников и авгитами мономинеральных клинопироксенитовых ксенолитов (рис. 17, 18).

Отличительной особенностью всех мегакристов из калиевых и натриевых базальтоидов является высокое содержание Al_2O_3 (7–9%), которое намного превышает глиноземистость вкрапленников (2–4%) и в целом несколько выше концентраций Al_2O_3 в авгитах мономинеральных клинопироксенитов (5–8%). Одновременно они отличаются самой низкой кальциевостью среди всех клинопироксенов, встреченных в монгольских базальтах, как одиночных авгитов, так и авгитов различных парагенезисов. По сравнению с вкрапленниками, содержащими 20–22% CaO, и клинопироксенами мономинеральных ксенолитов (21–23% CaO) они являются малокальциевыми (14–17% CaO). Как видно на рис. 19, иллюстрирующем соотношения Ca, суммарной чермакитовой составляющей и железистости в отдельных минеральных группах, различия по Ca наблюдаются на фоне практически одинаковой железистости. В то же время внутри мегакристовых групп из калиевых и натриевых базальтоидов намечается слабая положительная корреляция между содержаниями Ca и железистостью. По содержанию чермакита сравниваемые клинопироксеновые группы не различаются. Если учесть, что близкие содержания чермакитовой составляющей наблюдаются и в клинопироксенах разных минеральных ассоциаций из железисто-магнезиальных ксенолитов, то название чермакитового пироксена применительно к монгольским мегакристам, как это делается в зарубежной литературе, вовсе не оправдано.

Таким образом, по Ca и общей глиноземистости авгитовые мегакристы резко отличаются от авгитовых вкрапленников и одноименных минералов клинопироксенитовых ксенолитов. Мегакристы из калиевых и натриевых базальтоидов, будучи неразличимыми по общей глиноземистости, обнаруживают тенденцию к различию по суммарному чермакиту и Ca. Авгитовые мегакристы натриевой провинции содержат обычно меньше чермакита, Ca, чем мегакристы авгита в калиевой провинции, хотя между ними на соответствующих диаграммах имеются области перекрытия. Этим устанавливается определенная зависимость содержаний указанных компонентов в составе мегакристов от петрохимического типа вмещающих базальтов и, возможно, различных условий образования.

Наиболее заметной чертой химизма авгитовых мегакристов Монголии является не просто повышенная глиноземистость, а то, что большая часть алюминия зафиксирована в шестерной координации в противоположность титан-авгиту вкрапленников, где преобладает Al^{IV} (см. рис. 18, 19). Одновременно они отличаются от других клинопироксенов из тех же базальтов и их глубинных ксенолитов более высокими содержаниями Na_2O (1,5–3%, в то время как авгитовые вкрапленники имеют 0,5% Na_2O). Таким образом, высокоглиноземистые авгитовые мегакристы Монголии являются не столько "чермакитовыми", сколько жадеитовыми пироксенами с устойчивым преобладанием Al^{VI} над Al^{IV} и содержанием жадеита от 18 до 21%, в единичных случаях от 15 до 14%.

По сравнению с авгитовыми вкрапленниками, авгитами мономинеральных железисто-магнезиально-клинопироксеновых и железисто-магнезиально-эклогитовых включений в одних и тех же базальтоидах мегакристы авгита обладают самыми высокими концентрациями Al^{VI} и Na при отмеченной выше одинаковой железистости сравниваемых минеральных групп (см. рис. 18). Вместе с тем по содержанию жадеитового компонента внутри мегакристовой группы нет различий для авгитов из калиевой и натриевой ассоциаций вмещающих лав,

Таблица 14

Состав мегакристов клинопироксена из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии

Состав	Лейцитовые базаниты, р. Нарин-Гичигене, поток	Калиевые базаниты и муджиериты, пирокластический шлейф вулкана Шаварын-Царам			
		Одиночные мегакристы		Включения в мегакристах	
	8-71	Филипшов и др., 1976	Агафонов и др., 1976*, n = 2**	181-75	185-75
Калиевая ассоциация базальтоидов, Хангай					
SiO ₂	49,45	49,70	49,84	48,56	48,75
TiO ₂	1,95	1,52	1,24	1,54	1,38
Al ₂ O ₃	9,14	8,49	8,46	8,68	8,30
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-
FeO	10,16	8,76	8,46	9,12	8,79
MnO	0,11	0,10	0,06	0,08	0,13
MgO	9,71	12,96	13,27	12,26	12,77
CaO	17,31	16,04	15,99	16,01	15,94
Na ₂ O	2,95	2,20	2,11	2,33	2,20
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,10	0,02	0,01
Сумма	100,59	99,80	99,49	98,59	98,27
Si	1,829	1,832	1,840	1,819	1,829
Ti	0,054	0,042	0,034	0,043	0,039
Al ^{IV}	0,171	0,168	0,160	0,180	0,171
Al ^{VI}	0,226	0,201	0,208	0,202	0,196
Cr	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,314	0,270	0,262	0,286	0,276
Mn	0,003	0,003	0,002	0,002	0,004
Mg	0,535	0,712	0,730	0,684	0,714
Ca	0,679	0,633	0,631	0,642	0,640
Na	0,211	0,157	0,151	0,169	0,160
K	-	-	-	0,001	0,001
Сумма	4,024	4,030	4,018	4,031	4,029
ΣFe/(Fe+Mg), ат. %	37,0	27,5	26,4	29,5	27,8
Ca	44,2	39,2	42,3	39,8	39,3
Mg	35,0	44,1	35,2	42,4	43,8
Fe	20,7	16,7	22,4	17,7	16,9
Жд	21,8	17,9	18,0	18,5	17,8
Li	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-

пироба	Трахитовые андезито-ба- залты, рай- он Баян-Хон- гора, некк	Базаниты, р. Чулуту			
		лейцитовые, силл		калиевые, некк	
182-75	99-71	125-70	130-70	82-70	128-70

Калиевая ассоциация базальтоидов, Хангай

50,38	49,97	50,72	50,76	50,84	51,26
0,83	1,47	1,59	1,37	0,80	1,43
7,49	8,63	8,07	7,78	8,05	8,10
0,05	0,04	Не обн.	Не обн.	0,01	0,06
-	-	-	-	-	-
7,54	7,76	7,73	7,18	6,44	7,59
0,18	0,18	0,08	0,12	0,14	0,14
15,09	12,34	12,49	13,38	15,20	13,51
15,18	18,93	17,20	16,79	16,25	16,41
1,61	1,24	2,35	2,15	1,54	2,41
0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,34
98,35	100,57	100,21	99,53	99,29	101,21
1,865	1,828	1,856	1,863	1,857	1,858
0,023	0,040	0,044	0,038	0,022	0,039
0,135	0,172	0,144	0,137	0,143	0,143
0,192	0,200	0,203	0,199	0,194	0,203
0,001	0,001	-	-	-	0,001
-	-	-	-	-	-
0,233	0,239	0,237	0,220	0,197	0,230
0,006	0,005	0,002	0,004	0,004	0,004
0,832	0,673	0,681	0,732	0,828	0,730
0,602	0,742	0,674	0,660	0,636	0,637
0,115	0,088	0,166	0,153	0,109	0,169
0,001	-	-	-	-	-
4,006	3,988	4,009	4,007	4,001	4,014
21,9	26,2	25,8	23,1	19,2	23,9
36,1	44,9	42,3	40,9	38,3	39,8
49,9	40,7	42,7	45,4	49,8	45,6
14,0	14,5	14,9	13,8	11,9	14,5
15,3	14,4	18,4	17,6	15,5	18,6
-	-	-	-	-	8,2
-	-	-	-	-	10,5

Таблица 14 (продолжение)

Состав	Лейцитовые базаниты, р. Нарин-Гичигене, поток	Калиевые базаниты и муджириты, пирокластический шлейф вулкана Шаварын-Царам			
		Одиночные мегакристы		Включения в мегакристах	
	8-71	Филлиппов и др., 1976	Агафонов и др., 1976*, n = 2**	181-75	185-75
Sr	-	140	-	-	-
Ba	-	14	-	-	-
V	-	300	-	-	-
Cu	-	11	-	-	-
Ni	-	270	-	-	-
Co	-	68	-	-	-
K/Rb	-	-	-	-	-

* По материалам указанных авторов.

** n - число анализов.

Таблица 14 (продолжение)

Состав	Муджириты	Базаниты	Щелочной оливинный базальт	Базальтоиды	Базаниты	Муджириты
	Вулканический конус		поток вулкана Барун-Нэрэтэ	Вулканический конус		
	Гангын-Цаган	Барун-Яргойты		Хадат-Шантын	Сальхитын	Дзамагин
	16-72	164-70	215-70	97-72	49-72	69-72

Натриевая ассоциация базальтоидов, Дариганга

SiO ₂	50,09	50,20	50,24	50,26	50,38	50,89
TiO ₂	1,19	0,14	1,52	0,95	1,03	1,69
Al ₂ O ₃	8,48	8,92	7,82	8,04	7,99	7,57
Cr ₂ O ₃	-	0,27	0,01	0,03	-	0,01
Fe ₂ O ₃	-	8,24	-	-	-	-
FeO	9,18	2,84	9,70	8,56	8,74	9,65
MnO	0,12	0,10	0,14	0,15	0,15	0,12
MgO	12,06	11,28	12,16	13,62	13,30	10,71
CaO	16,02	16,01	15,48	15,40	15,96	14,94
Na ₂ O	2,32	2,20	2,79	2,19	2,05	3,26
K ₂ O	-	0,06	-	0,06	-	-
Сумма	99,47	100,26	99,85	99,26	99,59	100,09

		Трахитовые андезито-ба- зальты, рай- он Баян-Хон- гора, некк	Базаниты, р. Чулуту			
пиропа			лейцитовые, силл		калиевые, некк	
	182-75	99-71	125-70	130-70	82-70	128-70
	-	-	-	-	-	165
	-	-	-	-	-	33
	-	-	-	-	-	61
	-	-	-	-	-	9
	-	-	-	-	-	Следы
	-	-	-	-	-	28
	-	-	-	-	-	261

Нефелино- вые гавай- иты	Муджие- риты	Базаниты	Нефелино- вые муд- жиериты	Калие- вые га- вайиты	Нефелино- вые муд- жиериты
--------------------------------	-----------------	----------	----------------------------------	-----------------------------	----------------------------------

Вулканический конус

Дзун- Нэрэтэ	Гангын- Цаган	Ундур- Хурэтэ	Барун- Яргойты	Гангын- Цаган	Гурван- Хурэтэ	Богдин- Эмэл
53-73	14-72	91-72	163-70	9-72	32-72	28-72

Натриевая ассоциация базальтоидов, Дариганга

50,92	51,02	51,05	51,06	51,09	51,52	52,04
1,62	0,80	0,82	1,21	0,76	0,72	0,41
7,21	7,89	7,60	8,03	8,13	7,75	6,96
0,01	0,03	-	0,01	0,05	0,02	0,16
-	-	-	-	-	-	-
8,999	8,29	8,24	9,12	9,18	7,86	7,94
0,12	0,15	0,15	0,13	0,12	0,14	0,10
12,52	15,36	14,81	12,40	13,63	14,39	16,29
15,71	15,00	14,94	15,29	15,25	15,27	14,29
2,54	1,80	1,76	2,43	1,96	1,87	1,56
-	0,10	0,10	-	0,10	0,15	0,13
99,64	100,45	99,47	99,71	100,29	99,69	99,89

Таблица 14 (окончание)

Состав	Муджириты	Базаниты	Щелочной оливино- вый ба- зальт	Базаль- тоиды	Базаниты	Муджириты	
	Вулканический конус		Поток вулкана Барун- Нэрэтэ	Вулканический конус			
	Гангын- Цаган	Барун- Яргойти		Хадат- Шантын	Сальхи- тын	Дзама- гин	
	16-72	164-70	215-70	97-72	49-72	69-72	
Si	1,854	1,833	1,858	1,857	1,857	1,880	
Ti	0,033	0,004	0,042	0,026	0,029	0,045	
Al ^{IV}	0,147	0,167	0,143	0,144	0,143	0,120	
Al ^{VI}	0,223	0,215	0,197	0,200	0,204	0,209	
Cr	-	0,009	-	0,001	-	-	
Fe ³⁺	-	0,224	-	-	-	-	
Fe ²⁺	0,284	0,086	0,300	0,264	0,269	0,298	
Mn	0,003	0,002	0,004	0,005	0,005	0,005	
Mg	0,665	0,610	0,670	0,750	0,730	0,590	
Ca	0,635	0,626	0,613	0,609	0,630	0,641	
Na	0,166	0,158	0,200	0,157	0,146	0,233	
K	-	0,004	-	0,001	-	-	
Сумма	4,012	3,984	4,029	4,020	4,014	4,022	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, ат. %	29,9	33,7	30,9	26,0	26,9	33,5	
Ca	40,0	40,5	39,5	37,5	38,6	41,8	
Mg	41,9	39,5	42,3	46,1	44,8	38,6	
Fe	18,0	20,0	19,0	16,4	16,6	19,6	
Жд	19,4	18,6	19,7	17,8	17,5	20,9	
Li	-	-	-	6,1	-	-	
Rb	-	-	-	4,5	-	-	
Sr	-	-	-	-	-	-	
Ba	-	-	-	-	-	-	
Y	-	-	-	-	-	-	
Ca	-	-	-	-	-	-	
Ni	-	-	-	-	-	-	
Co	-	-	-	-	-	-	
K/Rb	-	-	-	118	-	-	

Нефелино- вые гавай- иты	Муджие- риты	Базаниты	Нефелино- вые муд- жиериты	Калие- вые га- вайиты	Нефелино- вые муд- жиериты
--------------------------------	-----------------	----------	----------------------------------	-----------------------------	----------------------------------

Вулканический конус

Дзун- Нэрэтэ	Гангын- Цаган	Ундур- Хурэтэ	Барун- Яргойты	Гангын- Цаган	Гурван- Хурэтэ	Богдин- Эмэл
53-72	14-72	91-72	163-70	9-72	32-72	28-72
1,879	1,855	1,872	1,878	1,869	1,883	1,892
0,047	0,022	0,022	0,033	0,021	0,020	0,011
0,122	0,145	0,128	0,123	0,132	0,117	0,108
0,191	0,193	0,209	0,225	0,218	0,217	0,190
-	0,001	-	-	0,010	0,005	0,005
-	-	-	-	-	-	-
0,277	0,252	0,253	0,280	0,283	0,240	0,241
0,004	0,004	0,004	0,005	0,003	0,004	0,003
0,689	0,832	0,810	0,680	0,743	0,784	0,883
0,621	0,584	0,587	0,602	0,598	0,598	0,556
0,181	0,127	0,125	0,173	0,139	0,132	0,110
-	0,003	0,004	-	0,04	0,009	0,004
4,010	4,020	4,007	4,001	4,019	4,010	4,004
28,7	23,2	23,8	29,2	27,6	23,4	21,4
39,1	35,0	35,5	38,5	36,8	36,8	33,0
43,3	49,8	49,0	43,4	45,8	48,3	52,5
17,6	15,2	15,4	18,1	17,4	14,9	14,4
18,6	16,0	16,3	20,0	17,8	18,0	15,0
-	3,3	3,5	-	6,2	4,8	3,3
-	6	6,5	-	6,5	5	6
-	58	-	-	110	72	66
-	22	-	-	78	22	31
-	240	-	-	560	450	3,0
-	6,6	-	-	31	10	6,2
-	Следы	-	-	Следы	Следы	Следы
-	45	-	-	64	49	45
-	135	128	-	128	250	183

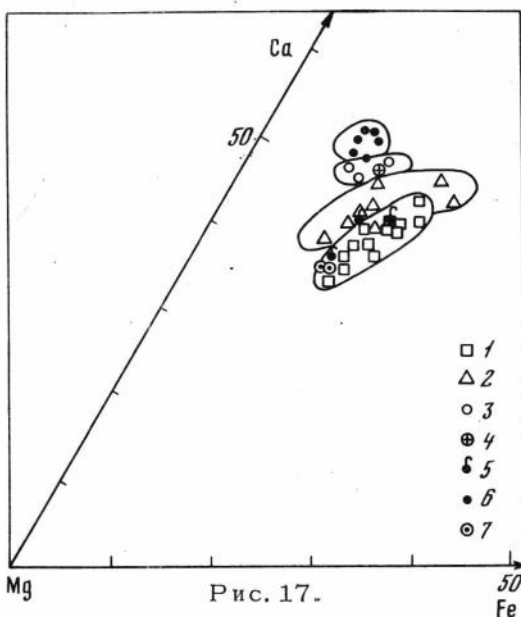


Рис. 17.

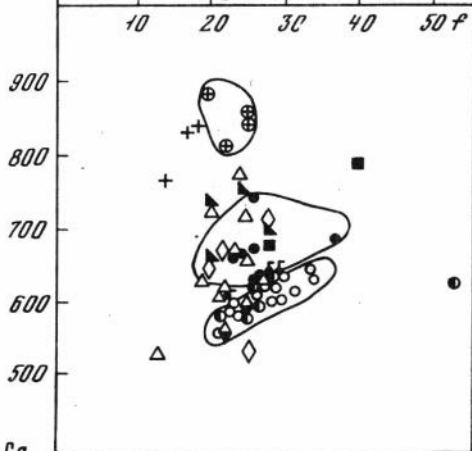
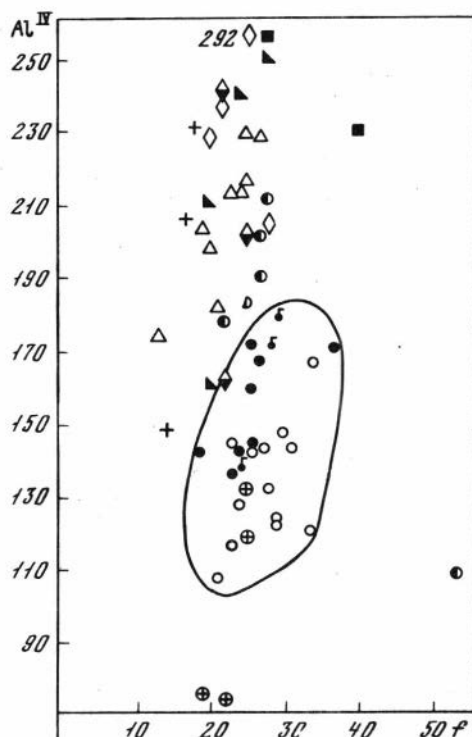


Рис. 19.

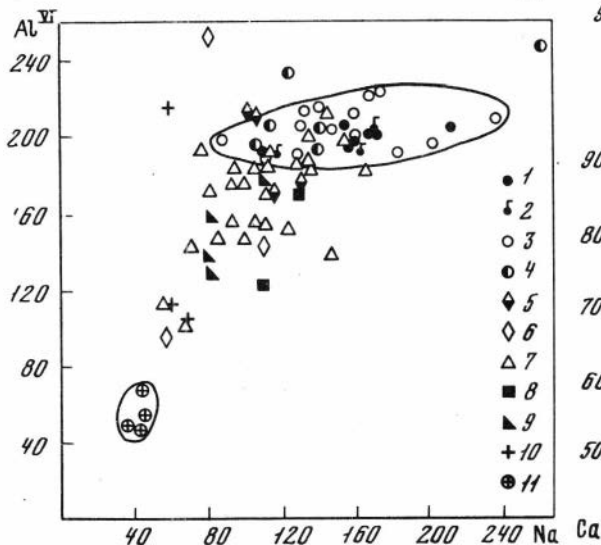


Рис. 18.

Рис. 17. Диаграмма Ca-Mg-Fe для клинопироксенов разных генетических групп из кайнозойских базальтоидов Монголии

1 и 2 - мегакристы натриевых (1) и калиевых (2) базальтоидов; 3 и 4 - вкрапленники натриевых (3) и калиевых (4) базальтоидов; 5 - включения клинопироксена в мегакристах пироба из калиевых базальтоидов; 6 - авгиты монтонитовых пироксенитов; 7 - авгиты-эклогитовых ксенолитов

Рис. 18. Соотношение содержаний Al^{VI} и Na в мегакристах клинопироксена из базальтоидов разных вулканических провинций

1 - 3 - Монголия: 1, 2 - Хангай (2 - из пироба), 3 - Дариганга; 4-6 - СССР: 4 - р. Чулым, 5 - Забайкалье, 6 - Дальний Восток (Кутолин, Фролова, 1972; Денисов, 1973); 7 - Австралия (Binns e.a., 1970; Irving, 1971, 1974); 8 - Америка (Wise, 1966; Best, 1970); 9 - Африка (Frisch, Wright, 1971); 10 - Европа (Aoki, Kushiro, 1968); 11 - вкрапленники клинопироксена в монгольских базальтах

Рис. 19. Содержания Al^{IV} , Ca и железистость в мегакристах клинопироксена разных вулканических провинций. Условные обозначения см. рис. 18

Главные особенности химизма, размеры, морфология и условия нахождения гигантских мегакристов авгита в щелочных базальтоидах Монголии сближают их с клинопироксеновыми магакритами Забайкалья, Дальнего Востока и Минусинской впадины на территории СССР (Охапкин, Земнухова, 1968; Кутолин, Фролова, 1972; Денисов, 1973), а также с многочисленными находками крупных клинопироксеновых кристаллов в щелочных лавах Азии, Америки, Африки, Австралии и Европы (Aoki, 1964; Brousse, Berger, 1965; Wise, 1966; Aoki, Kushiro, 1968; Best, 1970; Binns e.a., 1970; Frisch, Wright, 1971; Irving, 1971, 1974; Кежежинскас, Кутолин, 1975 и др.).

И все же от подавляющего большинства мегакристы авгита отличаются особым составом, позволяющим рассматривать их среди разнообразной серии высокоалюминиевых авгитов, развитых по всему земному шару и отнесенных к мегакристам высокого давления, в качестве крайнего высокобарического члена этого барофильного ряда минералов. Группа монгольских авгитовых мегакристов в целом обладает самыми высокими значениями содержания Al^{VI} и Na и самыми низкими концентрациями Ca (см. рис. 17, 18, 19). Такие же величины отмечаются в клинопироксеновых магакритах Минусинской впадины и Забайкалья. Подавляющее же большинство мегакристов высокого давления из кайнозойских щелочных базальтоидов Дальнего Востока, Австралии, Северной Нигерии, Калифорнии и Аризоны характеризуется меньшими содержаниями жадитовой составляющей (8–16%), но гораздо более высокими концентрациями Al^{IV} , что и позволило изучавшим их исследователям охарактеризовать их в качестве чермакитовых пироксенов (см. рис. 19). Наряду с Ca и Na отношение Al^{IV}/Al^{VI} составляет главное отличие монгольских мегакристов (рис. 20), которые в противоположность чермакитовым пироксенам других регионов характеризуются меньшими значениями суммарного чермакита (10–17%) и гораздо более высокими содержаниями жадита (15–22%).

Таким образом, резко различающиеся составы авгитов из мегакристов и вкрапленников в базальтах дают основание противопоставить высокоалюминиевые авгитовые мегакристы как фазы относительно более высокого давления фазам низкого давления – коровым вкрапленникам титан-авгита и кальциевого авгита.

Термометрические исследования монгольских пироксеновых мегакристов показали, что это не только более высокобарические, но и более высокотемпературные образования (Базарова, Кежежинскас, 1975). Т.Ю. Базарова первичных включений расплава не установила, но выявила две генерации вторичных включений. Хотя изучение последних не дает возможности определить температуру формирования авгитовых мегакристов, однако позволяет дать приблизительную оценку P - T параметров их минералообразования, область значений которых будет определено выше цифр, полученных для вторичных включений первой генерации.

Расплавные включения первой генерации в магакритах авгита существенно раскристаллизованы, а их фазовый состав представлен 80% кристаллического вещества, 15% стекла и 5% жидкого и газообразного CO_2 . Полная гомогенизация этих включений осуществляется в интервале 1280–1300°C. Включения второй генерации, также состоящие из газа, стекла и кристаллических фаз, гомогенизируются при более низких температурах (1230–1260°C).

Эти данные позволяют говорить об авгитовых магакритах как о высоко-температурном минерале, температура кристаллизации которого в щелочно-базальтовых расплавах натриевого и калиевого типов, по-видимому, не ниже 1300°C. Эта цифра значительно превышает температуру образования хромдиопсида из ксенолитов шпинелевых лерцолитов в тех же базальтах по двупироксеновому термометру (см. гл. IX) и приближается к температурам кристаллизации клинопироксена в ксенолитах из кимберлитовых трубок (Соболев, Базарова, 1973).

Во вкрапленниках титан-авгита из базальтов, вмещающих мегакристы, также изучены первичные зональные, частично раскристаллизованные включения расплава. Интервал температур гомогенизации этих включений составляет 1220–1260°C.

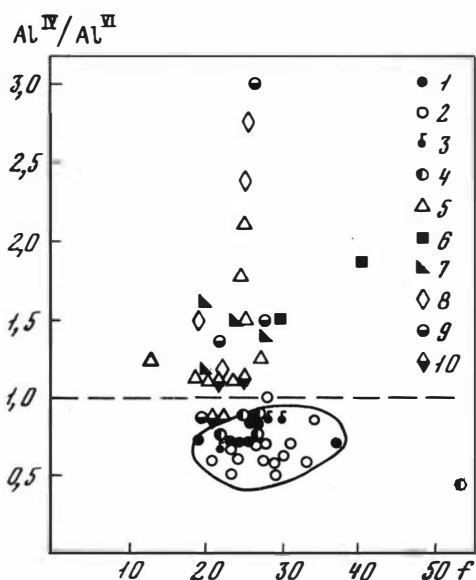


Рис. 20. Отношение Al^{IV}/Al^{VI} и железистость в мегакристах клинопироксенов из разных базальтовых провинций

1-3 - Монголия: 1 - Хангай, 2 - Дариганга, 3 - Хангай (включения в пиропе); 4 и 9, 10 - СССР (Денисов, 1973): 4 - р. Чулым, 9 - Дальний Восток, 10 - Забайкалье; 5 - Австралия; 6 - Америка; 7 - Африка; 8 - Европа

Таким образом, мегакристы авгита в отличие от вкрапленников авгита - не только фазы более высокого давления, но и более высоких температур. Их кристаллизация происходила при $T > 1300^{\circ}C$, в то время как вкрапленники из тех же базальтов кристаллизовались при более низкой температуре, одинаковой с температурой гомогенизации вторичных включений II генерации в мегакристах. Этот момент, по-видимому, совпал с резким уменьшением температур и далений в процессе подъема магмы, растрескивания мегакристов и интенсивной кристаллизацией базальтового расплава.

Отсутствие первичных включений в мегакристах высокоглиноземистого авгита говорит о стабильных термодинамических условиях их кристаллизации. Об этом же свидетельствует и удивительная гомогенность состава гигантских кристаллов в противовес значительно более мелким, но тем не менее неоднородным и зональным вкрапленникам. Все вместе взятое (состав, термометрические измерения и др.) позволяет предположить кристаллизацию мегакристов в глубинных условиях, реализующихся в мантии.

Вопрос в том, являются ли глубинные клинопироксены чуждыми включениями, захваченными щелочно-базальтовой магмой из глубоко расположенных источников и вынесенными к поверхности, или это родственные образования, большинство петрологов, изучавших схожие мегакристы в других регионах, решают в пользу второго предположения. Рассмотрение в этом плане монгольского материала также свидетельствует о происхождении авгитовых мегакристов в результате отделения высокоалюминиевой и богатой Na клинопироксеновой фазы на первых этапах кристаллического фракционирования щелочно-базальтовой магмы при высоком давлении.

Альтернативной позиции о ксеногенной природе рассматриваемых кристаллов (непереработанные дезинтегрированные ксенолиты) противоречит ряд факторов. Необходимо указать на тенденцию встречаться в виде одиночных кристаллов, редко в виде единичных сростков мегакристов разных минеральных видов (например, МП и Гр, Сан и Фл) и на отсутствие полиминеральных агрегатов; огромные размеры мегакристов в противоположность размерам зерен изверженных ксенолитов, особенности их геологии - повсеместное равномерное распространение, особенно в натриевых щелочно-базальтоидных сериях. Но главный довод в пользу родственного базальтам происхождения заключается в особенностях состава мегакристов.

На монгольском материале, отличающемся особым разнообразием минеральных включений, ультрамафитовых и базитовых нодулей, четко обозначено существенное различие в составе мегакристов и клинопироксенов из пироксени-товых ксенолитов железисто-магнезиального типа, особенно мономинеральных

авгитов (см. табл. 14, рис. 17), заключенных в одних и тех же вмещающих базальтоидах. В то же время наблюдается корреляция состава мегакристов и вмещающих пород. Мегакристы из кальциевых и более глиноземистых щелочных базальтов калиевой ассоциации обнаруживают тенденцию к более высоким содержаниям Al и Ca по сравнению с мегакристами из натриевых базальтоидов. В различных петрохимических сериях базальтов Монголии установлены различные по составу мегакристовые ассоциации. Так, в лейцитовых лавах калиевой серии Хангая сочетаются мегакристы авгита, санидина, пиропы, флогопита, в то время как в натриевых лавах Дариганги пироксен сопровождается в основном анортоклазом или натриевым плагиоклазом.

При более широком анализе этой проблемы, с привлечением соответствующего материала по другим регионам, выявляется также зависимость состава мегакристов от состава вмещающих пород, а именно: преимущественная приуроченность ортопироксеновых мегакристов к гиперстен-нормативным сериям, а клинопироксенов к нефелин-нормативным сериям недосыщенных SiO_2 пород.

И, наконец, о генетическом родстве мегакристов с вмещающими базальтами говорит одинаковая стронцийизотропная характеристика, установленная в некоторых вулканических областях, в частности в щелочных сериях Австралии (Stuckless, Irving, 1976). Отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ во вмещающих базальтах и мегакристах, вместе с тем, существенно отличается от величины этого параметра в ксенолитах.

Таким образом, гигантские кристаллы высокоалюминиевого авгита рассматриваются нами как родственные базальтам глубинные включения, кристаллизующиеся в качестве первых минеральных фаз в процессе глубинного фракционирования щелочно-базальтового расплава при значительных (более 1300°C) температурах и давлениях. В силу этого обстоятельства они неравновесны с вмещающей лавой при более низких P - T параметрах и обнаруживают нередко существенные реакционные изменения.

Экспериментальные данные показывают возможность такого фракционирования. Об этом свидетельствует близкий к мегакристам состав близкижидусных фаз, кристаллизующихся из расплава природного щелочного оливинового базальта при 14–16 кбар и 1200°C с содержанием H_2O в расплаве около 2% (Green, Hibberson, 1970).

ГРАНАТ

Пиропы представляют особый интерес среди минералов разнообразной по составу мегакристовой ассоциации в монгольских базальтах. Выяснение их химизма и условий образования имеет большое практическое значение благодаря использованию пиропов в качестве ювелирного сырья, оно важно и для решения петрогенетических проблем, в первую очередь вопросов генезиса щелочных базальтовых магм и их глубинного фракционирования.

По сравнению с другими мегакристами, известными в щелочных базальтоидах (авгит, анортоклаз, керсутит, флогопит), пироп — относительно редкий минерал, известный лишь в немногих вулканических провинциях. Он, как правило, связан со щелочными базальтоидами натриевого типа. Таковы крупные одиночные кристаллы пиропы в щелочных оливин-базальтовых и базалитовых шлаках и массивных лавах вулканических конусов и базальтовых трубок Нигерии (Frisch, Wright, 1971), также мегакристы пиропы из меданефелинитовой брекчии Какануи в Новой Зеландии (Mason, 1966; Dickey, 1968; Mason, Allen, 1973; Соболев, 1975). Кроме того, мегакристы пиропы известны в продуктах более древних вулканических извержений щелочного типа. К ним принадлежат пиропы в базанитовых туфах и агломератах каменноугольно-пермских вулканических некков Срединной Долины в Шотландии, где наиболее изучены пиропы некков Эли Несс района Файф (Colvin, 1968; Charman, 1976). В последние годы к этому краткому перечню местонахождений пиропы в базальтоидах монгольские геологи прибавили пиропы в Хангайском вулканическом ареале (Мунхтогтох и др., 1975).

Мегакристы пироба в монгольских базальтоидах во многих отношениях представляют оригинальную группу минеральных включений. В отличие от пиробов перечисленных выше провинций они обнаружены в щелочных базальтоидах калиевого типа, классифицируемых нами как лейцитовые базаниты и калиевые базаниты и гавайиты с нормативным нефелином. Эти разновидности лав несколько более железистые, чем в Нигерии и Шотландии. Гранаты встречены в виде включений в базанитовых бомбах и лапилли, присутствующих в качестве крупнообломочной фракции в пепловых выбросах вулкана Шава-рын-Царам. Это разрозненные минералы различных размеров от нескольких миллиметров до 30–40 мм, лишенные кристаллографических форм. Их овальная, округленная или уплощенная лепешковидная форма больше отвечает определению "пиробовые нодулы", нежели кристаллы, хотя по существу это миксикристаллы, притом исключительно гомогенные по составу. Наряду с чистыми, густо и красиво окрашенными в темный бурокрасный цвет пиробами встречаются гранаты, не только заключенные в келифитовую оболочку, но и замещенные на 30–40% по трещинам агрегатом актинолита, флогопита, хлорита и др. Свежие неизмененные пиробы обнаруживают высокие ювелирные качества (Мунхтогтох и др., 1975).

В подавляющем большинстве это одиночные мегакристы, не обнаруживающие тенденции к срастанию с аналогичными или другими по составу кристаллами вмещающих базальтов. Однако в единичных случаях нам удалось обнаружить в крупных (до 2 см) пиробовых зернах мелкие (не более 3–4 мм в поперечнике) включения черного высокоалюминиевого авгита, по составу и внешнему стекловидному облику аналогичному высокобарическим мегакристам авгита этих же базальтоидов (см. табл. 14).

Необычна и мегакристовая ассоциация, в которой находятся пиробы Шава-рын-Царама, включающая, кроме гранатов и упомянутых авгитов, мегакристы титан-флогопита, титан-биотита и санидина.

Состав пиробовых мегакристов в Монголии представлен в табл. 15, где для сравнения помещены также данные по химизму пиробовых мегакристов из базальтоидов других провинций. Это малокальциевые, практически бесхромовые и богатые Ti пиробы, железистость которых варьирует в очень небольших пределах – 36–40%.

По всем основным параметрам состава, за исключением кальциевого компонента, содержание которого мало изменяется (12 и 13–14%), мегакристы пироба в базальтоидах существенно отличаются от пироба из ксенолитов железисто-магнезиальных эклогитов и гранатовых лерцолитов, присутствующих в этих же базальтах (рис. 21; см. табл. 15). Пиробы ультрамафитовых, базитовых и эклогитоподобных ксенолитов, а также мегакристы пироба обнаруживают систематические вариации химизма, представленные рядом, в котором от пиробов ультраосновной ассоциации до пиробовых мегакристов постепенно снижаются магнезиальность и хромистость, но одновременно растет концентрация Ti. Содержание Ca в этом ряду изменяется незначительно, но сразу же при переходе от пироба железисто-магнезиальных эклогитов к пиробовым мегакристам.

Эти различия химизма связаны в первую очередь с различием исходного состава пород и позволяют провести грань между более магнезиальными и хромовыми пиробами эклогитовых и лерцолитовых ксенолитов, с одной стороны, и более титанистыми и железистыми включениями пироба в тех же базальтах – с другой. Сопоставление с пиробовыми мегакристами из базальтов других регионов показывает, что их состав хотя и близок по ряду компонентов, в частности, по содержаниям TiO_2 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , CaO, но все же варьирует по железистости. Так, пиробы из базальтоидов Нигерии более магнезиальные, а мегакристы пироба из Какануи и Эли Несс имеют самую высокую магнезиальность (см. рис. 21, табл. 15). Однако в целом этот вариационный ряд пиробовых мегакристов из калиевых и натриевых базальтов различных провинций все же существенно отличается от пиробов ультраосновной ассоциации из перидотитовых ксенолитов в базальтах и кимберлитах (Соболев, 1974) по всем перечисленным параметрам состава. Вместе с тем, обнаруживается тесная связь составов мегакристов пироба с вмещающими базальтами. На монгольском материале, а

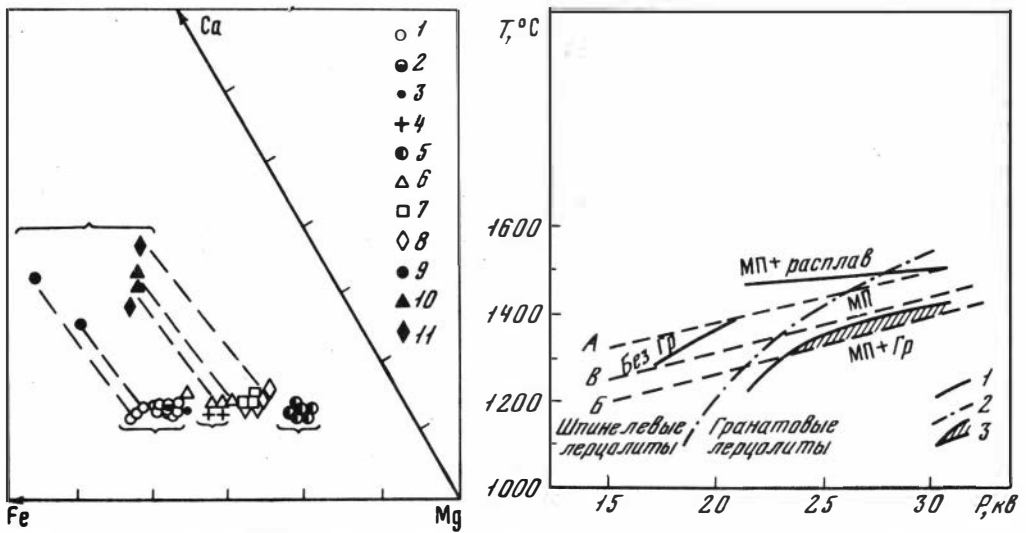


Рис. 21. Корреляция состава пироповых мегакристов и вмещающих пород из разных вулканических провинций

1 - 5, 9 - Монголия: 1 - отдельные мегакристы, 2 - пиропы с включениями клинопироксена, 3 - гранаты эклогитоподобных ксенолитов, 4 - гранаты железисто-магнезиальных эклогитовых ксенолитов, 5 - гранаты лерцолитовых ксенолитов, 9 - вмещающие базальтоиды; 6, 10 - Северная Нигерия: 6 - мегакристы, 10 - вмещающие базальтоиды; 7 - Какануи: мегакристы; 8, 11 - Шотландия: 8 - мегакристы, 11 - вмещающие базальтоиды

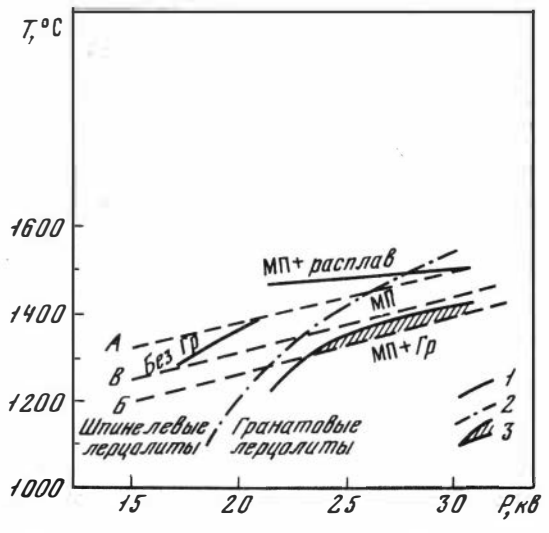


Рис. 22. Экспериментальные данные по плавлению авгитовых мегакристов и базальтов разного состава, характеризующие условия, при которых авгит устойчив с гранатом (Charman, 1976)

1 - пироксеновый солидус и пироксеновый ликвидус; 2 - фазовая граница шпинелевых и гранатовых лерцолитов (O'Hara e. a., 1971); 3 - область устойчивости МП + Гр в щелочно-базальтоидном расплаве (Charman, 1976); А и В - толеитовый ликвидус и толеитовый солидус соответственно и без Гр-линия (Cohen e. a., 1967); В' - солидус щелочных базальтов, вмещающих мегакристы и лерцолитовые нодулы (Charman, 1976)

также по данным изучения нигерийских и шотландских базальтов отчетливо выявляется зависимость состава пироповых мегакристов от состава базальтоидов, в которых они обнаружены. На диаграмме видно, что более железистым калиевым базанитам Монголии соответствуют и более железистые мегакристы пиропы, в то время как более магнезиальные базаниты Шотландии (Эли Несс) и Нигерии содержат пиропы с относительно большим содержанием Mg по сравнению с пиропами Монголии.

Эти данные, свидетельствующие о родственных генетических взаимоотношениях вмещающих базальтов и мегакристов пиропы, находят известное подтверждение в экспериментальных исследованиях.

Изучение плавления и фазовых взаимоотношений нефелиновых базанитов и других базальтовых составов показывает принципиальную возможность появления граната при давлении ≥ 17 кбар в близиквидусной области (Ito, Kennedy, 1968).

Еще более интересна попытка экспериментального обоснования кристаллизации пиропы из щелочно-базальтоидного расплава при высоком давлении, сделанная Чапмэном (Charman, 1976). Выясняя P-T условия равновесия авгита и граната при плавлении и кристаллизации измельченных природных мегакристов авгита из некке Эли Несс, он установил появление при $P=30$ кбар и $T = 1250^\circ\text{C}$ в ассоциации с авгитом пиропы, состав которого весьма близок к составу природных пироповых мегакристов в этом некке (см. табл. 15, обр. E_X).

Таблица 15

Состав мегакристов пироба из щелочных базальтоидов Монголии и других вулканических

Состав	Монголия, взрывные выбросы вулкана Шаварын-Царам,					
	Одиночные мегакристы					
	Филиппов и др., 1976	175-75	176-76	178-75	177-75	Агафонов и др., 1975*, n** = 4
SiO ₂	39,58	40,14	40,27	40,33	40,54	40,62
TiO ₂	0,50	0,56	0,56	0,55	0,56	0,64
Al ₂ O ₃	23,53	22,38	22,01	22,13	22,26	21,82
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,05	0,06	0,06	0,05	Не обн.
Fe ₂ O ₃	1,91	15,30	15,31	15,40	15,32	16,58
FeO	14,28					
MnO	0,38	0,35	0,34	0,35	0,35	0,34
MgO	15,34	14,71	14,69	15,00	14,95	15,13
CaO	5,45	5,30	5,31	5,37	5,41	5,49
Na ₂ O	0,28	0,05	0,04	0,04	0,04	Не обн.
K ₂ O	0,22	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"
Сумма	101,4	99,85	98,61	99,22	99,50	100,6
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, ат. %	37,0	36,8	36,9	36,5	36,5	37,9
Si	2,883	2,983	3,000	2,988	2,992	2,981
Ti	0,026	0,031	0,032	0,030	0,031	0,035
Al	2,012	1,959	1,932	1,931	1,936	1,887
Cr	-	0,003	0,003	0,003	0,003	-
Fe ³⁺	0,105					
Fe ²⁺	0,870	0,950	0,954	0,954	0,945	1,012
Mn	0,026	0,023	0,022	0,022	0,022	0,021
Mg	1,657	1,629	1,631	1,656	1,645	1,656
Ca	0,424	0,422	0,424	0,426	0,428	0,430
Na	0,044	0,007	0,006	0,006	0,006	-
K	0,017	-	-	-	-	-
Сумма	8,064	8,008	8,004	8,017	8,009	8,022
Ca	14,3	14,1	14,1	14,0	14,2	13,9
Mg	56,1	54,3	54,2	54,5	54,5	53,4
Fe	29,5	31,6	31,7	31,4	31,3	32,8

* Данные заимствованы из работ указанных авторов.

** n - число анализов.

*** В том числе 0,02 вес. % NiO.

лейцит-базанитовые туфы, туфовые брекчии, КЗ

Одиночные мегакристы		Мегакристы с включениями высокоалюминиевого авгита				
Филиппов и др., 1976*		185-75	181-75	182-75	181 ^b -75	181 ^a -75
42,06	42,19	40,46	39,52	40,12	39,84	40,25
0,60	0,62	0,56	0,53	0,56	0,56	0,53
20,91	22,43	21,79	22,35	21,77	21,42	21,92
Не обн.	Не обн.	0,04	Не обн.	0,05	0,03	0,04
16,23	16,88	15,45	15,59	15,46	15,43	15,40
0,32	0,38	0,35	0,28	0,03	0,36	0,35
13,49	14,35	14,91	14,39	14,87	14,62	14,77
4,60	4,75	5,47	5,21	4,97	5,45	5,38
Не обн.	-	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03
"	-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
99,21	101,60	99,09	98,43	97,86	97,74	98,68
40,2	39,8	36,7	36,9	36,8	37,2	36,9
3,135	3,052	3,003	2,957	3,007	3,001	2,999
0,036	0,035	0,031	0,027	0,032	0,032	0,029
1,839	1,913	1,906	1,971	1,922	1,901	1,924
-	-	0,003	-	0,003	0,002	0,002
1,009	1,022	0,959	0,976	0,969	0,971	0,959
0,018	0,026	0,022	0,018	0,022	0,023	0,022
1,503	1,543	1,650	1,665	1,662	1,641	1,640
0,368	0,369	0,435	0,418	0,399	0,440	0,430
-	-	0,007	-	0,005	0,005	0,005
-	-	-	-	-	-	-
7,908	7,960	8,015	8,032	8,001	8,017	8,011
12,8	12,6	14,3	13,7	13,2	14,4	14,2
52,2	52,6	54,2	54,7	54,8	53,8	54,1
35,0	34,8	31,5	32,1	32,0	31,8	31,7

Таблица 15 (окончание)

Состав	Северная Нигерия, базаниты, KZ				Новая Зеландия, Какануи, брекчия меланефелинитов,	
	Одиночные мегакристы					
	Frisch, Wright, 1971*				Соболев, 1975*	
	1 n=2	2	3 n=2	4	K-127	K-128
SiO ₂	41,7	42,1	41,6	41,4	41,7	42,2
TiO ₂	0,40	0,38	0,49	0,48	0,62	0,67
Al ₂ O ₃	23,40	23,60	23,30	23,00	22,60	22,60
Cr ₂ O ₃	0,08	0,08	0,06	0,03	0,03	0,07
Fe ₂ O ₃	12,0	11,6	11,2	14,1		
FeO					11,0	13,01
MnO	0,39	0,37	0,39	0,44	0,26	0,24
MgO	16,70	17,00	17,4	14,7	18,6	17,5
CaO	5,22	5,25	5,30	5,75	5,70	5,39
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,9	100,4	99,7	99,9	100,91	101,77
$\Sigma\text{Fe}/(\Sigma\text{Fe}+\text{Mg}), 28,7$ ат. %		27,6	26,5	34,9	24,1	27,8
Si	3,005	3,015	2,993	3,024	2,971	3,006
Ti	0,021	0,021	0,026	0,026	0,034	0,034
Al	1,992	1,987	1,981	1,984	1,935	1,901
Cr	0,009	0,009	0,009	0,009	0,002	0,003
Fe ³⁺					0,029	0,062
Fe ²⁺	0,723	0,692	0,675	0,860	0,597	0,655
Mn	0,026	0,026	0,006	0,026	0,017	0,013
Mg	1,793	1,815	1,868	1,602	1,974	1,859
Ca	0,403	0,400	0,401	0,448	0,437	0,411
Na	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-
Сумма	7,972	7,974	7,989	7,979	7,996	7,944
Ca	13,8	13,7	13,9	15,4	14,5	14,0
Mg	61,4	62,4	63,2	55,0	65,6	63,5
Fe	24,8	23,8	22,8	29,5	19,8	22,4

Шотландия, базанитовые туфы вулканических жерл Эли Несс,
PZ₃ (C - P)

Одиночные мегакристы

Mason, Allen, 1973*	Chapman, 1976*				Colvine, 1968*
	1	6	EN	E _x	
41,45	41,79	41,64	41,59	41,30	41,23
0,51	0,36	0,42	0,42	0,80	0,62
23,50	23,44	23,41	23,00	23,20	22,78
-	0,08	0,06	0,06	0,04	0,03
			1,69		0,40
0,76 } 10,08 }	9,96	10,66	9,19	10,20	10,30
0,28	0,35	0,38	0,30	0,00	0,32
18,51	18,64	18,30	18,55	16,00	18,36
5,09	5,33	5,53	5,48	8,30	5,39***
0,07	-	-	-	-	-
100,25	99,99	100,20	100,32	99,84	99,45
24,8	23,3	24,7	24,6	26,3	24,5
2,961	2,989	3,037	2,970	2,982	2,977
0,026	0,021	0,022	0,021	0,043	0,033
1,977	1,976	2,019	1,940	1,979	1,938
-	0,009	0,009	0,008	-	0,002
0,043			0,094	-	0,021
0,606	0,597	0,654	0,549	0,616	0,622
0,017	0,017	0,026	0,017	0,000	0,019
1,972	1,980	1,993	1,970	1,723	1,975
0,391	0,408	0,430	0,421	0,642	0,417
0,017	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
8,010	7,996	8,191	7,720	7,985	8,004
15,2	13,7	13,8	14,3	21,5	13,8
66,4	66,3	64,8	67,0	57,8	65,5
20,4	20,0	21,2	22,9	20,7	20,6

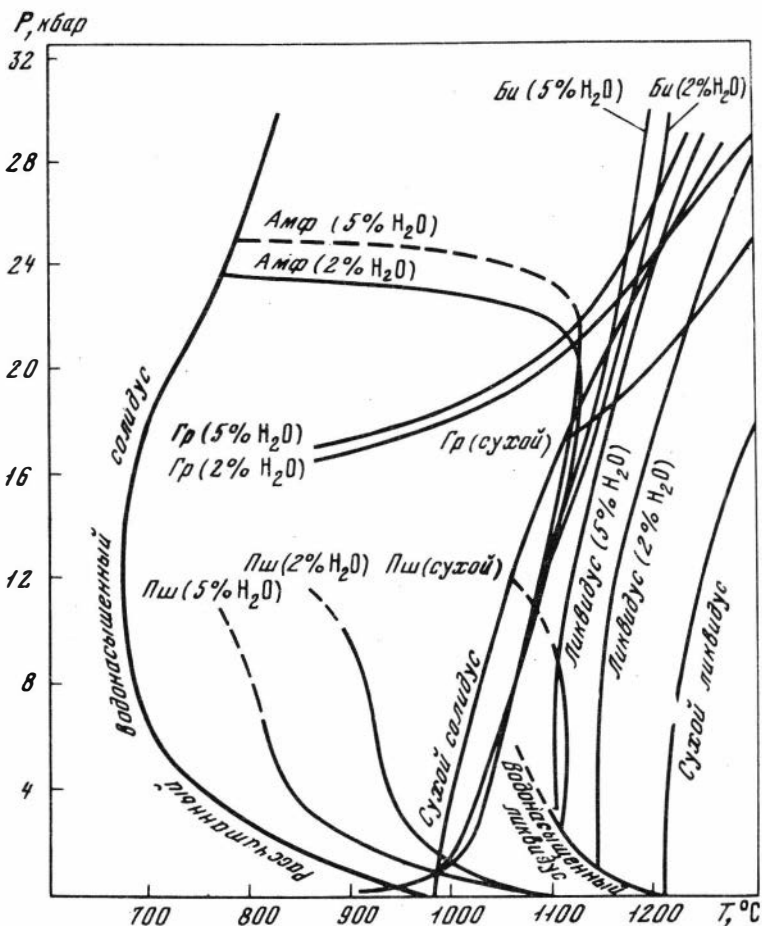


Рис. 23. Диаграмма плавления природного нефелинового муджиерита в водных и сухих условиях (Irving, 1971).

Ликвидус, солидус и поля устойчивости минералов, сосуществующих с расплавом (Амф, Би, Пш, Гр), определены экспериментально

Интерпретация этих данных в сочетании с соотношением теоретически рассчитанных (экстраполированных) линий солидуса и ликвидуса для природных базальтоидов некков Файфа показывает следующее (рис. 22). В близосолидусной области расплава, отвечающего по составу вмещающим мегакристы базальтоидам, возможна совместная кристаллизация авгита и пироба при 25 кбар и 1350°C. При понижении давления (при $P < 20$ кбар) гранат становится неустойчивым.

Эти данные по плавлению щелочных базальтов в сухих условиях дополняются экспериментами по плавлению природных нефелиновых муджиеритов в условиях насыщения H_2O при высоких P и T (Irving, 1971, 1974). Они также свидетельствуют об устойчивости граната с расплавом при $P > 17$ кбар и $T > 900^\circ C$ (рис. 23).

Геологические и петрологические материалы по монгольским пироповым мегакристам, а также интерпретация соответствующих экспериментальных данных позволяют не только считать эти мегакристы родственными вмещающим базальтам минеральными включениями, но и рассматривать их в качестве одних из первых фаз высокобарической кристаллизации щелочных базальтовых расплавов. Крупные одиночные кристаллы пироба по аналогии с гигантскими кристаллами высокоалюминиевого авгита в монгольских базальтах, таким образом, можно также рассматривать как мегакристы высокого давления. Наличие включений авгита в мегакристах монгольских пиропов, обнаруженных нами, согласуется с этим выводом в свете экспериментальных исследований.

Среди минеральных включений в щелочных базальтоидах Монголии, по ряду признаков противопоставляемых обычным вкрапленникам лав, особое место занимают мегакристы магнезиальных и железисто-магнезиальных слюд флогопит-биотитового ряда. Они впервые были обнаружены нами в силлах лейцитовых базанитов плиоценовых террас р. Чулуту в Тарятской впадине (Кебезинскас и др., 1974; Кебезинскас и др., 1975). Здесь крупные флогопитовые кристаллы встречены в ассоциации с мегакристами санидина и клинопироксена. Затем слюдяные мегакристы были установлены еще в одном проявлении калиевого щелочно-базальтоидного вулканизма Хангая — эруптивном центре Шаварын-Царам, мегакристовая ассоциация которого, кроме перечисленных минералов, содержит крупные кристаллы пироба (Агафонов и др., 1975; Кебезинскас и др., 1976в; Филиппов и др., 1976).

Включения слюды в кайнозойских базальтоидах Монголии, несмотря на ограниченное число известных на сегодняшний день местонахождений, обнаруживают существенные вариации состава, морфологии и условий местонахождения. Тем не менее близким оказывается состав вмещающих лав, представленных лейцитовыми и нефелиновыми базанитами (см. табл. 6) с высоким содержанием К ($K_2O = 4,5-6\%$) и Ti ($TiO_2 = 2,5\%$). Крупные (до 30 мм), а также средней (10-20 мм) величины разрозненные единичные кристаллы и слюдяные блоки сложены титан-флогопитом, который наблюдается как включение в массивном лавовом материале силлов, потоков, а также шлаковых и более плотных лавовых фрагментов размерности вулканических бомб и лапилли среди пирокластических выбросов вулканического центра Шаварын-Царам. Эти включения характеризуются темным, с рыжеватым оттенком цветом и обычным отсутствием хорошо развитых кристаллографических форм. Как правило, флогопит имеет округленные очертания, хотя вытянутый таблитчатый габитус сохраняется четко (рис. 24).

Другой тип слюдяных кристаллов представлен значительно более мелкими, не более 5 мм, ясношестигранными листочками более железистого титан-биотита, который обнаружен нами как включение в крупных мегакристах санидина из Шаварын-Царама. Близкий по железистости титан-биотит описан также Л.В. Филипповым в виде мелкопластинчатых агрегатов, выстилающих стенки полостей в туфобрекчиях (Филиппов и др., 1976). Однако подобные условия местонахождения титан-биотита в виде мелкозернистых агрегатов не подтвердились последующими исследованиями.

В табл. 16 представлен состав монгольских слюд разных типов. Достаточно четко видно, что они образуют определенный вариационный ряд, в котором основные изменения состава связаны с величиной железистости. Последняя колеблется от 33% в крупных одиночных мегакристах титан-флогопита до 41-56% в мелких значительно более железистых титан-биотитах, наблюдающихся, в частности, в виде включений в санидине. Хотя количество аналитических данных весьма ограничено для установления закономерностей сопряженного с f изменения содержаний других компонентов, все же следует отметить намечающуюся тенденцию параллельного увеличения концентраций Ti, уменьшения Al и Na в более железистых представителях слюд. Одновременно обращает на себя внимание стабильное содержание К (9-11%) во всех изученных образцах, а также появление Са в более железистых слюдах, практическое отсутствие которого устанавливается в титан-флогопитах из базальтоидов не только Монголии, но и других вулканических провинций.

По условиям местонахождения и составу флогопитовые мегакристы монгольских базальтоидов близки к флогопитам из австралийских базальтов, хотя существуют определенные различия. В частности, несколько различаются типы вмещающих пород, представленные нефелиновыми и лейцитовыми базанитами в Монголии и оливиновыми нефелинитами и нефелиновыми мудиеритами в Австралии.

Вариационные серии составов сравниваемых мегакристов близки по f (33-55% для монгольских и 21-64% для австралийских), хотя среди австралий-

Таблица 16

Состав мегакристов слюды из щелочных базальтоидов Монголии и других регионов

Состав	Монголия				
	Одиночные мегакристы			Пластинчатый агрегат в полостях базальта	Включение в мегакристе санидина
	Вмещающие породы				
	Лейцитовые базаниты р. Чулуту	Калиевые базаниты и муджиериты вулкана Шаварын-Царам			
	1	2	Агафонов и др., 1975*	Филлипов и др., 1976*	3
SiO ₂	36,82	35,24	36,29	35,48	38,90
TiO ₂	9,01	10,45	11,34	12,49	9,47
Al ₂ O ₃	16,00	14,52	15,43	14,37	14,41
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	-	-	-	2,82	-
FeO	12,66	12,14	13,16	12,29	15,51
MnO	0,05	-	0,35	0,05	0,09
MgO	14,08	11,83	11,71	12,07	6,93
CaO	0,00	-	0,02	0,83	-
Na ₂ O	0,66	0,35	0,46	0,48	0,52
K ₂ O	9,39	9,97	9,98	9,06	9,86
H ₂ O		4,50		0,83	4,50
Сумма	98,72	99,01	98,74	100,77	100,19
Si	5,263	5,308	5,476	4,985	5,774
Al ^{IV}	2,701	2,568	2,524	2,382	2,226
Al ^{VI}	-	-	0,214		0,291
Ti	0,972	1,184	1,287	1,318	1,062
Cr	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	-	-	0,304	-
Fe ²⁺	1,514	1,519	1,668	1,445	1,928
Mn	-	-	0,045	0,008	0,009
Mg	3,010	2,649	2,629	2,535	1,526
Ca	-	-	-	0,118	-
Na	0,189	0,090	0,127	0,135	0,143
K	1,720	1,899	1,922	1,639	1,856
(OH)				0,743	
Сумма	15,369	15,217	15,892	15,612	14,815
(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)/ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺ + +Mg), ат.%	33,5	36,4	38,8	40,8	55,8

* Данные заимствованы из работ указанных авторов.

Одиночные мегакристы

Вмещающие породы

Гранатовые зерноциты	Оливиновые анализититы			Муджиериты
Агафонов и др., 1976*	Irving, 1974*			
37,57	37,1	36,8	37,1	36,5
8,49	6,3	8,1	7,9	7,5
15,90	15,6	14,4	14,6	15,5
1,12			-	-
-			-	-
5,63	10,1	10,9	11,8	12,3
-	0,05	0,05	0,05	0,05
17,42	16,4	15,0	14,5	14,4
0,05	0,05	0,05	0,05	0,03
0,32	0,42	0,44	0,34	1,1
10,00	9,3	9,3	8,7	7,8
96,43	95,2	94,9	94,9	95,2
5,350	5,427	5,431	5,468	5,370
2,650	2,573	2,507	2,532	2,630
0,017	0,110	-	0,006	0,065
0,906	0,689	0,899	0,876	0,826
0,119	-	-	-	-
-	-	-	-	-
0,667	1,233	1,345	1,455	1,517
-	-	-	-	-
3,692	3,580	3,299	3,185	3,165
-	-	-	-	-
0,085	0,116	0,126	0,097	0,308
1,812	1,733	1,751	1,636	1,462
15,298	15,46	15,36	15,25	15,34
15,3	25,6	28,9	31,4	32,4

Таблица 16 (окончание)

Состав	Австралия (Виктория, Новый Южный Уэльс)					Северная Атлантика
	Включения в мегакристаллах керсутита		Одиночные мегакристаллы		Включения в оливине	Мегакристаллы
	Вмещающие породы					
	Нефелиновые миджиериты		Щелочные базальтоиды			Анкарамиты
	Irving, 1974*		Wilkinson, 1975*			Flow, 1971
SiO ₂	36,4	33,7	37,1	36,7	37,0	40,10
TiO ₂	7,8	7,8	7,43	5,65	6,19	6,15
Al ₂ O ₃	15,8	14,8	16,00	16,3	16,7	12,02
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,14	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0,63
FeO	13,2	23,7	8,08	11,2	8,61	8,84
MnO	0,08	0,16	0,16	0,13	-	0,82
MgO	13,8	7,3	16,3	16,0	16,5	17,40
CaO	0,03	0,03	-	-	-	-
Na ₂ O	0,84	0,82	0,27	0,76	0,44	1,00
K ₂ O	8,1	7,8	8,99	9,00	9,22	8,36
H ₂ O						3,70
Сумма	96,0	96,1	94,3	95,7	94,8	99,02
Si	5,330	5,228	5,408	5,363	5,381	5,379
Al ^{IV}	2,670	2,695	2,592	2,637	2,619	1,903
Al ^{VI}	0,061	-	0,165	0,167	0,251	-
Ti	0,862	0,907	0,814	0,621	0,676	0,621
Cr	-	-	-	-	0,016	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	0,064
Fe ²⁺	1,518	3,072	0,985	1,376	1,048	0,984
Mn	0,010	0,021	0,019	0,016	-	0,008
Mg	3,017	1,696	3,542	3,486	3,588	3,484
Ca	-	-	-	-	-	-
Na	0,239	0,246	0,077	0,216	0,123	0,258
K	1,509	1,550	1,671	1,680	1,712	1,419
(OH)						0,887
Сумма	15,32	15,41	15,28	15,57	15,42	15,007
(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)/ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺ + + Mg), ат. %	34,9	64,6	21,8	28,3	22,6	23,1

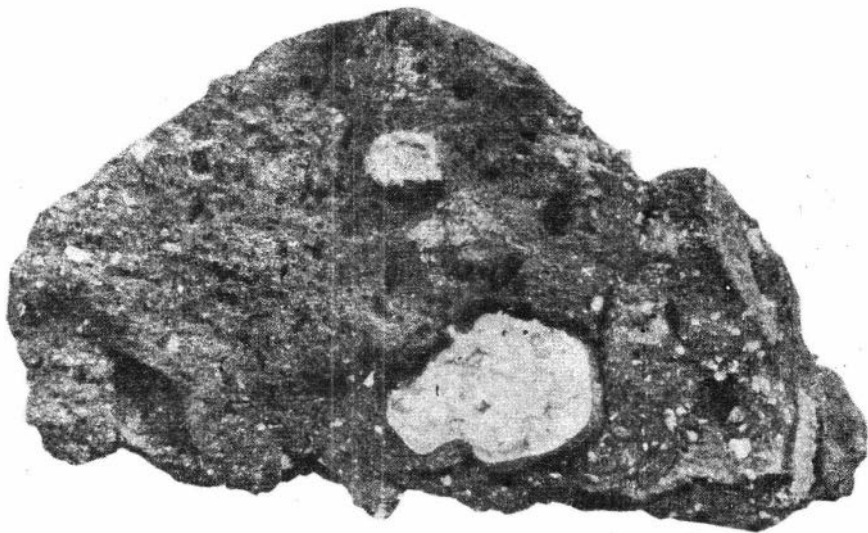


Рис. 24. Мегакристал титан-флогопита в базанитовых вулканических бомбах эруптивного центра Шаварын-Царам. Нат. вел.

ких флогопитов установлены и более магнезиальные разновидности. Наряду с крупными одиночными мегакристаллами титан-флогопита отмечаются мелкие Fe-Ti биотиты, присутствующие главным образом в виде включений в других мегакристаллах: в санидинах для МНР и в керсутитах и оливинах для Австралии.

Флогопиты Монголии более титанистые, и в них по сравнению с австралийскими прослеживается тенденция к увеличению содержания K и уменьшению - Na. Эти различия, по-видимому, обусловлены вариациями в составе исходных магм двух вулканических провинций.

Более существенные различия отмечаются при сопоставлении флогопитовых мегакристаллов из континентальных и океанических щелочно-базальтоидных серий. Однако для окончательных выводов явно недостаточно соответствующего аналитического материала по базальтам океанических регионов.

Обсуждение генезиса титан-флогопитовых и титан-биотитовых минеральных включений в щелочных базальтоидах, как и других мегакристаллов, может происходить прежде всего в плане одной из двух альтернатив - гипотезы их ксеногенного происхождения или гипотезы родственного базальтам происхождения.

Первое предположение аргументировано соответствующими экспериментами по устойчивости флогопита в условиях высоких температур и давлений, а также фактами нахождения флогопит-содержащих перидотитовых нодул в кимберлитах и щелочных базальтоидах различных вулканических областей как в пределах континентов, так и в океанических районах.

Первичная слюда установлена в ультрамафитовых ксенолитах мантийного происхождения из кимберлитовой трубки Робертс Виктор и других кимберлитов Южной Африки, из щелочных базальтов Танзании, Гавайских островов, островов Северной Атлантики и других мест (Varne, 1968, 1977; Flower, 1969; Dawson et al., 1970; Jackson, Wright, 1970; Aoki, 1975). Флогопитсодержащие гранатовые перидотиты выявлены и среди глубинных ксенолитов щелочных базальтоидов Монголии (Агафонов и др., 1975). Экспериментально получены количественные данные по *P-T* условиям образования флогопита, которые показывают, что такие слюды могут быть устойчивыми при очень больших давлениях.

Эксперименты при давлении до 60 кбар (Марков и др., 1966), а также при $P = 41-96$ кбар и $T = 1030-1680^{\circ}\text{C}$ ($P_{\text{H}_2\text{O}} \leq P_{\text{общ}}$) (Kushiro et al., 1967)

Таблица 17

Состав слюд из экспериментальных фракций кристаллизующегося нефелинового

Состав	Количество воды, вес. %				
	2	2	2	2	
	Давление, кбар				
	2,7	4,5	9	13,5	
	Температура, °С				
	1000	1020	1040	1100	
SiO ₂	37,83	37,38	39,10	37,72	
TiO ₂	5,64	5,77	4,83	5,03	
Al ₂ O ₃	15,01	15,33	14,92	15,88	
FeO	9,06	8,00	8,19	6,48	
MnO	0,15	0,11	0,06	0,06	
MgO	17,51	18,30	19,24	18,16	
CaO	0,09	0,04	0,05	0,15	
Na ₂ O	1,49	1,12	1,21	1,12	
K ₂ O	7,90	8,10	8,11	7,87	
Сумма	94,68	94,11	95,65	92,41	
Si	5,509	5,451	5,594	5,538	
Al ^{IV}	2,491	2,549	2,406	2,462	
Al ^{VI}	0,085	0,086	0,110	0,286	
Ti	0,618	0,633	0,520	0,555	
Fe ²⁺	1,103	0,976	0,980	0,796	
Mn	0,018	0,014	-	-	
Mg	3,801	3,978	4,103	3,974	
Ca	0,014	-	0,008	0,024	
Na	0,421	0,317	0,336	0,319	
K	1,468	1,507	1,480	1,474	
ΣFe/(Fe+Mg), ат. %	22,5	19,7	19,3	17,7	
Сосуществующие фазы	МП, Амф, Ол	МП, Амф, Ол	МП, Амф, Ол	МП, Амф	

показывают, что флогопит может быть устойчив до глубин 150–200 км. Последующее экспериментальное изучение подтвердило не только устойчивость чистого флогопита по крайней мере при $P = 37,5$ кбар и $T = 1200^{\circ}\text{C}$ (Yoder, Kushiro, 1969), но и продемонстрировало устойчивость парагенезисов флогопит + энстатит и флогопит + диопсид при $P \sim 36$ кбар (Kushiro, 1970; Modreski, Batcher, 1973).

Количество воды, вес. %					
5	5	5	5	5	5
Давление, кбар					
7	9	13,5	15,9	22,5	27
Температура, °С					
1050	1040	1090	1130	1120	1210
37,59	37,49	37,79	37,92	37,19	38,49
4,42	4,08	3,85	3,30	3,57	3,15
15,57	15,59	15,53	15,42	16,24	15,40
9,78	10,32	9,38	7,79	12,33	12,82
0,07	0,08	0,06	0,06	0,10	0,13
17,96	18,46	18,75	19,25	16,31	14,70
0,09	0,05	0,04	0,04	0,14	0,16
1,00	1,14	1,05	0,97	0,79	1,58
8,24	8,25	8,49	9,07	8,49	8,47
94,72	95,46	94,84	93,72	95,16	94,90
5,488	5,451	5,504	5,562	5,473	5,691
2,512	2,549	2,496	2,438	2,527	2,309
0,167	0,142	0,170	0,288	0,290	0,375
0,485	0,446	0,422	0,364	0,395	0,350
1,194	1,255	1,143	0,956	1,517	1,585
0,008	0,010	-	-	0,012	0,016
3,908	4,001	4,070	4,208	3,577	3,240
0,014	0,008	-	-	0,022	0,025
0,283	0,321	0,297	0,276	0,225	0,453
1,535	1,530	1,577	1,697	1,594	1,598
23,4	23,9	21,9	18,5	29,8	32,9
Амф, Ол	Амф, Ол	МП, Амф, Ол	МП, Ол	МП, Амф Гр	МП, Гр

На основании подобных экспериментальных и природных материалов многие исследователи считают, что флогопит является одним из возможных концентраторов К в верхней мантии вообще и присутствует, в частности, в верхней мантии континентальных областей до глубин 150–200 км, где он входит в состав флогопитсодержащих перидотитов или образует флогопитовые линзы в ультраосновном субстрате (Марков и др., 1966; Kushiro e.a., 1967; Соболев, 1973; и др.).

Таким образом, по-видимому, существует принципиальная возможность захвата поднимающимися щелочно-базальтовыми мантийными расплавами глубокого флогопита, который в этом случае будет присутствовать в базальтоидах в качестве ксеногенного минерала. Такой точки зрения придерживается, в частности, Фловер (Flower, 1971), который рассматривает мегакристы флогопита из щелочных базальтов о. Ян-Майен в Северной Атлантике как локально вырванные ассимиляцией в период подъема магмы.

Однако результаты анализа конкретного природного материала по мегакристам слюды в монгольских базальтах и базальтоидах вулканических провинций, главным образом в близких по составу щелочных сериях Австралии (Irving, 1971, 1974), противоречат этой гипотезе. Основное несоответствие связано с существенным различием состава флогопитовых мегакристов и слюды из флогопитсодержащих ультрамафитовых нодулей. Даже в продуктах одного и того же вулканического центра Шаварын-Царам, как это видно из данных табл. 16, отдельные мегакристы титан-флогопита отличаются от флогопита из гранат-лерцолитовых ксенолитов в тех же базальтах. Они значительно более железистые (минимальная $f = 33\%$), в то время как флогопит лерцолитов характеризуется большей магнизиальностью ($f = 15\%$). В них также наблюдаются различия, с которыми мы сталкиваемся и при более широких сопоставлениях флогопита из мегакристов и из перидотитовых нодулей, а именно — увеличение содержания Тi и более низкие концентрации К. Большие размеры мегакристов флогопита по сравнению со слюдой мелко- и крупнозернистых агрегатов также свидетельствуют против гипотезы ксеногенного происхождения.

Вместе с тем отмеченные особенности, в первую очередь корреляция состава, выраженная в связи более магнизиального флогопита с ультраосновным материалом мантии, а более железистого — с базальтовыми выплавками из нее, говорят о родственном базальтам происхождении мегакристов титан-флогопита и титан-биотита.

Осаждение флогопитовых мегакристов из базальтового расплава воспроизведено Ирвином (Irving, Green, 1976) экспериментально при плавлении и кристаллизации природного нефелинового муджиерита из кайнозойских щелочных базальтоидов Австралии. Этот вид базальтов он отнес к особому типу нефелиновых муджиеритов лав, генерированных в мантии при высоком давлении. Им изучены фазовые отношения при кристаллизации расплавов такого состава в водных и сухих условиях при $P = 2,7-27$ кбар и $T = 1000-1210^\circ\text{C}$.

Результаты этих экспериментальных исследований представлены диаграммой (см. рис. 23), где определено положение солидуса, ликвидуса и поля устойчивости граната, амфибола, слюды и полевого шпата, сосуществующих с расплавом при разных $P-T$ параметрах и разной насыщенности H_2O . Состав экспериментально полученных флогопитовых фаз при кристаллизации нефелинового муджиерита представлен в табл. 17.

Состав некоторых монгольских мегакристов, в частности флогопитов из базанитов р. Чулуту, вполне сопоставим с близиквидусными фазами флогопита, кристаллизующегося в нефелиновом муджиерите с $5\% \text{H}_2\text{O}$ при $22,5-27$ кбар и $1100-1200^\circ\text{C}$.

Наблюдающиеся различия в содержаниях Тi и щелочей, по-видимому, связаны с различными концентрациями этих элементов в исходных базальтовых расплавах.

Появление флогопит-биотитовой слюды отмечено также среди близиквидусных фаз, кристаллизующихся при высоких $P-T$ параметрах водных щелочно-базальтовых магм иного петрохимического типа оливинового базанита (по данным Грина, см. Irving, 1971), щелочно-оливиновых базальтов (Essene et al., 1970), а также высококальциевого расплава, близкого по составу к биотитовому мафуриту Уганды (Edgar et al., 1976).

Таким образом, крупные одиночные мегакристы титан-флогопита в базанитовых продуктах кайнозойского вулканизма Монголии на основании петрологического исследования с большой долей вероятности рассматриваются в качестве мегакристов высокого давления, как и охарактеризованные выше мегакристы клинопироксена.

Богатые железом титан-биотитовые включения в базанитах, по-видимому, отвечают более поздним этапам кристаллизационного процесса и более низким P - T параметрам. Об этом свидетельствует нахождение таких биотитов в виде вростков в мегакристаллах калинатовых полевых шпатов, которые при экспериментальном изучении систем, отвечающих щелочно-базальтовым составам, обычно отмечаются в области субсолидуса (Irving, 1971). Теоретическое обсуждение генезиса мегакристаллов этих полевых шпатов с учетом экспериментально установленной зависимости об увеличении альбитовой составляющей в них с ростом давления позволяет интерпретировать их и как близиквидусные фазы базальтовой магмы, но при средних давлениях (Binns *et al.*, 1970; Bacon, Carmichael, 1973). В обоих вариантах титан-биотиты по сравнению с мегакристаллами флогопита отвечают более низкому по P - T параметрам режиму в кристаллизационной последовательности щелочно-базальтовых магм.

ОЛИВИН

Оливин в мегакристовой ассоциации кайнозойских щелочных лав Монголии представляет редкое явление. Он встречен только в одном месте — в натриевых базальтоидах плато Дариганга. Его местонахождение связано с нефелиновыми муджиритами вулканического конуса Гангын-Цаган, где крупные кристаллы этого минерала ассоциируют с гигантскими (до 10 см), также одиночными мегакристаллами авгита и ксенолитами гарцбургитов, шпинелевых лерцолитов и железисто-магнезиальных клинопироксенитов.

В отличие от обильных мегакристаллов авгита крупные кристаллы оливина представляют редкие находки в пределах одного местонахождения. Однако факт появления таких мегакристаллов имеет существенное значение для петрогенетических построений, связанных с выяснением происхождения толеитовых базальтов в щелочной ассоциации Дариганги. Это кристаллы небольших, по сравнению с авгитами, размеров (2–3 см), которые во много раз превышают величину вкрапленников оливина в тех же вмещающих муджиритах (0,1–0,3 см) и величину оливиновых зерен из лерцолитовых агрегатов глубинных ксенолитов (0,5 см). Их внешний облик сохраняет кристаллографическую форму, хотя и сильно нарушенную фрагментацией, что характерно для всех мегакристаллов.

Состав оливина (в вес. %): $\text{SiO}_2 = 41,56$; $\text{FeO} = 8,41$; $\text{MnO} = 0,09$; $\text{MgO} = 50,36$; $\text{CaO} = 0,08$; $\text{NiO} = 0,29$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,03$; сумма 100,55, что характеризует его как высокомагнезиальную разновидность с железистостью 8,5%.

Высокое содержание форстеритового компонента в оливиновых мегакристаллах в известной мере отличает их от оливиновых вкрапленников, хотя среди последних наряду с оливинами большой железистости (19–22%) встречаются и несколько более магнезиальные разновидности.

Такой же широкий ряд колебаний железистости наблюдается и в оливинах из глубинных ксенолитов, где, как будет показано далее, f оливинов из шпинелевых лерцолитов варьирует от 9 до 11%, а оливины из ксенолитов верлитового парагенезиса и железисто-магнезиальных ксенолитов имеют более высокие значения этого параметра (19–24%).

Однако в ряду самых различных оливинов, наблюдаемых в натриевых базальтоидах Дариганги в разных парагенезисах, эти мегакристаллы оливина являются наиболее магнезиальными представителями данной группы минералов. Это создает определенные трудности в интерпретации их генезиса; тем более, что в опытах по плавлению и кристаллизации природного муджирита (Irving, 1971) проанализированные фазы оливина являются более железистыми. В водных муджиритовых расплавах (2 и 5% H_2O) данного эксперимента оливин зафиксирован в качестве близиквидусной фазы в интервалах 9–13 кбар и 1000–1100°C. При этом в качестве сосуществующих фаз отмечен наряду со слюдой и амфиболом и моноклинный пироксен, а магнезиальность оливина уменьшается с понижением температуры. В сухих расплавах муджиритового состава интервал кристаллизации оливина вместе с клинопироксеном при таких же высоких тем-

пературах лежит ниже 9 кбар. Железистость этих фаз ниже по сравнению с оливинами водного расплава.

Учитывая состав оливина, ассоциацию его мегакристов с мегакристами высокого давления, представленными авгитом, и пространственную ассоциацию с глубинными ксенолитами, а также отчасти на основании экспериментальных данных, по-видимому, можно считать, что крупные кристаллы магнезиального оливина в нефелиновых муджиритах образовались в более глубинных условиях, чем вкрапленники оливина.

Однако в последовательности глубинной фракционной кристаллизации щелочных магм мегакристы оливина, вероятнее всего, отвечают меньшим давлениям и температурам, чем $P-T$ параметры осаждения крупных кристаллов высокоалюминиевого авгита.

САНИДИН

Среди минеральных включений в кайнозойских щелочных базальтоидах Монголии наряду с мегакристами алюминиевого клинопироксена нами обнаружены также крупные одиночные кристаллы калиево-натриевых полевых шпатов (Кеппежинскас, Антипин, 1975). В ряде вулканических областей среди весьма разнообразных мегакристов, представленных различными ферромагнезиальными минералами и полевыми шпатами, значительно реже встречаются калиево-натриевые полевые шпаты. Происхождение их также менее ясно из-за недостатка экспериментальных исследований и соответствующих геолого-петрографических материалов. Поэтому результаты изучения монгольских санидиновых мегакристов, образующих своеобразную по геологии и составу минеральную группу, представляют вполне определенный теоретический интерес и важны в прикладном аспекте благодаря использованию их в качестве ювелирного сырья. Мегакристы калиево-натриевых полевых шпатов встречены главным образом в калиевых щелочных базальтоидах Хангая. Особенно многочисленны они в лейцитовых базанитах и тефритах Тарятской впадины, где их местонахождения связаны с голоценовыми лавами вулкана Хорог, с калиевыми базанитами в пирокластических выбросах вулкана Шаварын-Царам, а также с базальтоидами корневой системы вулканических извержений, обнаруженными в плиоценовых террасах р. Чулуту. В Долине Озер мегакристы санидина присутствуют в неогеновых покровах базанитов, муджиритов и трахитовых андезитов-базальтов междуречья Туин-Гола и Тациин-Гола к западу от горы Баянгин-Тэг и на плато Эрэн-Тологой.

В Тарятской впадине их местонахождение связано с силлами и некками лейцитовой тефрит-базанитовой серии и биотитсодержащими калиевыми базанитами, а также с калиевыми лимбургитами и авгититами плиоценовых покровов р. Чулуту. Они найдены в голоценовых потоках лейцитовых базанитов р. Сумэин-Гол, а также в лавах и пирокластических шлаковых выбросах голоценовых вулканов Хорог и Нарин-Гичигене (на левобережье одноименной реки), где вмещающие лавы представлены калиевыми гавайитами и лимбургитами шихлунитового типа, лейцитовыми базанитами и лейцитовыми тефритами.

Везде калиево-натриевые полевые шпаты встречаются в виде одиночных кристаллов, не образуют полиминеральных агрегатов с другими или такими же минералами.

Сростки отдельных кристаллов санидина также не обнаружены, но среди большого количества этих разрозненных крупных монокристаллов встречено два с вростками биотита. Последние представляют собой мелкие (не более 1-2 мм) шестигранные листочки биотита, включенные в центре крупного (до 2-3 см) кристалла санидина. Размеры кристаллов калиево-натриевых полевых шпатов колеблются от нескольких миллиметров до 5-8 см, однако в неогеновых базальтах Долины Озер преобладают кристаллы величиной 2-3 см, в то время как аналогичные минералы в лавах и вулканических бомбах голоценовых конусов часто достигают максимальных размеров (рис. 25). Они почти прозрачны; мелкие и средние экземпляры обычно имеют кристаллографическую

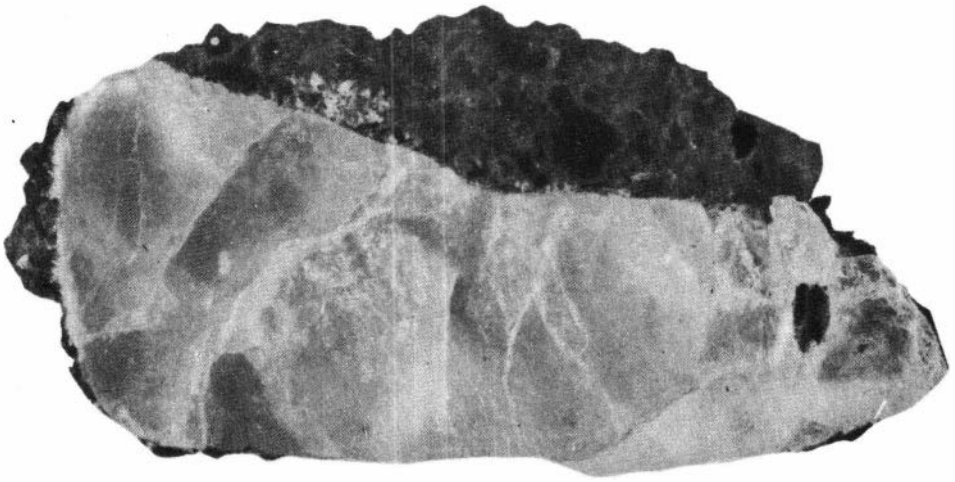


Рис. 25. Мегакристалл санидина из лейцитовых базальтов вулкана Хорог (Хангай). $\times 1,2$



Рис. 26. Фрагмент санидинового мегакристалла с реакционной каймой пироксеновых микролитов. Николи +, $\times 60$

форму, крупные кристаллы нередко угловаты и трещиноваты, хотя в целом сохраняется их таблитчатый габитус. В шлифах вокруг мелких индивидов полевых шпатов и частей дезинтегрированных крупных кристаллов наблюдается тонкая реакционная кайма из ориентированных перпендикулярно к границам этих кристаллов микролитов (сотые доли миллиметра) клинопироксена. Состав микролитов аналогичен составу пироксена основной массы во вмещающей лаве (рис. 26).

Мегакристаллы калиево-натриевых полевых шпатов в лейцитовых тефритах и базанитах силлов и неков р. Чулуту сопровождаются мегакристаллами титанфлогопита и высокоалюминиевого клинопироксена, достигающими 4–6 см в

Таблица 18

Состав (в вес. %) и содержание (в г/т) редких элементов в мегакристах Монголии

№ обр.	K	Na	Ca	Состав полевого шпата	Rb	Cs	
95-70	3,10	5,85	0,85	Орт ₂₂ Аб ₇₂ Ан ₆	15	10	
Влодавец, 1953*	4,50	7,68	1,01	Орт ₂₇ Аб ₆₉ Ан ₄	-	-	
155-70	4,05	5,45	0,89	Орт ₃₀ Аб ₆₄ Ан ₆	20	5	
125-70	3,70	5,00	1,08	Орт ₃₀ Аб ₆₃ Ан ₇	20	10	
152-70	4,30	5,45	1,05	Орт ₃₀ Аб ₆₃ Ан ₇	35	10	
154-70	4,20	5,00	0,69	Орт ₃₃ Аб ₆₃ Ан ₄	25	5	
156-79	4,50	4,65	1,05	Орт ₃₅ Аб ₅₈ Ан ₇	30	10	
4-71	5,40	4,55	0,90	Орт ₄₀ Аб ₅₄ Ан ₆	40	10	
8-71	6,40	2,90	0,61	Орт ₅₄ Аб ₄₁ Ан ₅	50	10	
153-70	7,65	3,40	0,72	Орт ₅₇ Аб ₃₈ Ан ₅	65	10	
170-75	10,08	2,84	0,46	Орт ₆₆ Аб ₃₁ Ан ₃			
Филипшов и др., 1976*	8,91	2,42	0,52	Орт ₆₆ Аб ₃₁ Ан ₃	-	-	
Агафонов и др., 1975*	9,77	2,70	0,31	Орт ₆₇ Аб ₃₁ Ан ₂	-	-	
168-75	10,56	2,45	0,22	Орт ₇₁ Аб ₂₈ Ан ₁			Санидин
151-70	9,00	2,10	0,50	Орт ₇₁ Аб ₂₆ Ан ₃	80	12	
47-71	9,25	1,80	0,46	Орт ₇₄ Аб ₂₃ Ан ₃	90	10	
90-71	9,75	1,70	0,40	Орт ₇₆ Аб ₂₁ Ан ₃	95	10	

* Данные взяты из работ указанных авторов.

Примечание. Гарятская впадина. Река Чулуту: 95-70, 125-70, лейцитовые базаниты и тефриты, силл в плиоценовом покрове; конус вулкана Хорог: 152-70, 153-70, 154-70, 155-70, агглютинативные накопления лейцитовых базанитов и лейцитовых тефритов, кратер, голоцен; устье р. Сумэин-Гол: 156-70, лейцитсодержащие базальты, поток, голоцен; вулкан Хорог: 151-70, 4-71, лейцитсодержащие базальты шихлунитового типа, бомбы в пирокластическом шлейфе вулкана, голоцен; вулкан Нарин-Гичигене: 8-71, лейцитовые базаниты,

поперечнике, а также включениями шпинелевых лерцолитов (Кебезинскас, 1974; Кленжинскас и др., 1974). Аналогичные ассоциации, только без титанфлогопита, обнаружены и в других местонахождениях калинатровых полевых шпатов (конусы вулканов Хорог и Нарин-Гичигене, базальтовые плато в районе горы Баянгин-Тэг в зоне сочленения поднятия Хангая с депрессией Долины Озер). В последние годы в ассоциациях с перечисленными мегакристами обнаружены крупные кристаллы пирропа. Такая четырехминеральная мегакристовая ассоциация, встреченная даже в виде сростков мегакристовых пар (Сан + Фл и Гр + МП), существует в пирокластических эксплозиях вулкана Шаварын-Царам.

калиево-натриевых полевых шпатов из кайнозойских щелочных базальтоидов

Li	Be	Ba	Sr	Pb	Tl	Sn	K/Rb	Ba/Sr
10	0,30	220	1800	2,90	Не обн.	Не обн.	2066	0,12
-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	0,30	100	2700	3,80	Не обн.	Не обн.	2025	0,04
15	0,40	430	3200	2,60	"	1,00	1850	0,13
10	0,35	84	2000	4,80	0,60	1,00	1228	0,04
5	0,2	91	1600	3,20	Не обн.	0,80	1680	0,05
10	0,35	150	2700	3,30	0,50	Следы	1500	0,06
5	0,20	320	3100	3,80	Не обн.	0,80	1350	0,10
5	0,45	1700	3800	3,60	8,00	0,90	1280	0,44
5	0,20	1000	3600	2,70	Не обн.	Следы	1178	0,31
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
содержит включение титан-биотита					-	-	-	-
10	0,25	2500	3300	1,60	Не обн.	Следы	1125	0,75
10	0,40	3200	2000	Не обн.	"	"	1028	1,60
10	0,50	3200	2900	Следы	8,0	"	1026	1,10

лавовый шлейф вулкана, голоцен; 170-75 (Филиппов и др., 1976; Агафонов и др., 1975); вулкан Шаварын-Царам: 168-75, бомбы и лапилли лейцитовых базанитов в пирокластическом шлейфе вулкана. Долина Озер. Междуречье Туин-Гола и Тациин-Гола к западу от горы Баянгин-Тэг: 47-71, шошониты, поток, неоген; там же; 90-71 плато Эриэн-Тологой, лейцитсодержащие базальты, поток, неоген; Влодавец, 1953 - натриевые базальтоиды Дариганги.

Геохимическая характеристика полевошпатовых мегакристов из базальтоидов Монголии приведена в табл. 18. Поскольку калиево-натриевые полевые шпаты являются главными породообразующими минералами гранитоидов, для сравнения в табл. 19 помещены средние содержания редких элементов в полевых шпатах из гранитоидов (Ляхович, 1972) и пород акатуевского вулканоплутонического комплекса Восточного Забайкалья (Захаров, 1972).

По оптическим и рентгенографическим данным калиево-натриевые полевые шпаты из базальтоидов Монголии представляют собой гомогенные кристаллы, в которых зональность отсутствует. В результате рентгеновских исследований

Таблица 19

Среднее содержание (в г/т) редких элементов в К-На полевых шпатах интрузивных пород

Тип пород	Rb	Cs	Li	Be	Ba	Sr	Pb	Tl	Sn	Ba/Sr
Палингенные гранитоиды (Ляхович, 1972)	553	7	18	3,1	5093	607	46	4,4	3,8	8,4
Число анализов	283	142	20	211	109	128	289	4	96	
Породы ака-туевского вулканоплутонического комплекса (Захаров, 1972)	215	-	10	1,7	3100	1800	35	-	2,4	1,7
Число анализов	26	-	10	6	30	27	-	16		

устанавливается моноклиная сингония полевых шпатов (степень триклинности $\Lambda_p = 0$), а оптическое изучение показывает, что для них в целом характерны малые величины углов $-2V$, изменяющиеся в пределах 23–45°. В совокупности эти данные указывают на принадлежность изученных калиево-натриевых полевых шпатов к серии санидинов с колеблющимся содержанием натриевой и калиевой составляющих (см. табл. 18). Однако часть составов на диаграмме $Ort - Ab - An$ (рис. 27) попадает в поле анортоклазов. В щелочных базальтах Дариганги на юго-востоке Монголии и Бартойских вулканах Джидинской смежной территории Забайкалья также известны полевые шпаты анортоклазового состава (табл. 20), но с оптическими характеристиками моноклинных кристаллов (Влодавец, Шаврова; 1953; Белов, 1963; Кутолин, Фролова, 1972). В первом случае они описаны как анортоклазы, во втором – как натриевые санидины. Нам представляется более правильным считать их по оптическим и рентгеновским данным санидинами моноклиной сингонии.

Таким образом, мегакристы калиево-натриевых полевых шпатов в щелочных базальтоидах Центральной и Северо-Западной Монголии представлены высокотемпературными разновидностями, образующими непрерывный ряд составов от единичных натриевых санидинов ($Ort_{22}Ab_{72}An_6 - Ort_{35}Ab_{58}An_7$) до преобладающих калиевых санидинов ($Ort_{40}Ab_{54}An_6 - Ort_{67}Ab_{31}An_2$). Особую группу образуют высококалиевые санидины ($Ort_{71-76}Ab_{21-26}An_3$) в третичных базальтах Долины Озер и четвертичных лавах и шлаках вулканов Хорог, Шаварын-Царам.

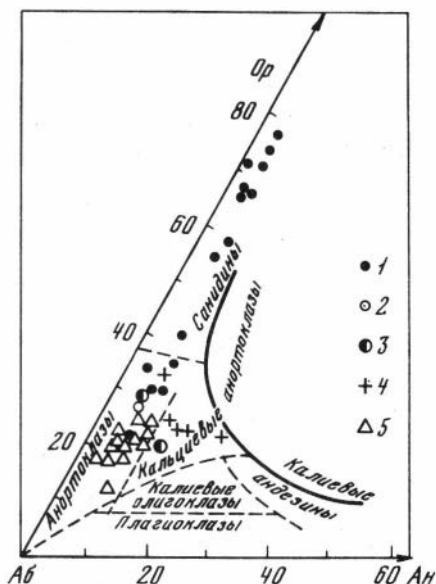
В противоположность этой серии минералов щелочные полевые шпаты гранитоидов характеризуются выдержанным составом и, как правило, являются существенно калиевыми с содержанием ортоклазового компонента от 70 до 90%.

Особенности состава структуры калинатровых полевых шпатов благоприятны для широких изоморфных замещений, особенно для концентрации в них таких элементов, как Rb, Cs, Ba, Sn и Tl. В гранитоидах палингенного происхождения, сформировавшихся, по данным В.В. Ляховича (1972), из исходной магмы в условиях земной коры, фиксируются высокие содержания Rb, Ba, Sn, Tl и Sr в щелочных полевых шпатах (см. табл. 19).

Ближкие концентрации этих элементов установлены в калиевых полевых шпатах палингенных гранитоидов мезозоя Восточной Монголии (Антипин и др., 1972). В поздних дифференциатах гранитоидов в калиевых полевых шпатах происходит накопление Rb и уменьшение содержания Ba и Sr. При этом умень-

Рис. 27. Состав полевошпатовых мегакристов из базальтоидов разных вулканических провинций на диаграмме Мьюира

1 – анортоклазы и санидины из калиевых базальтоидов Монголии; 2 – анортоклазы из натриевых базальтоидов Монголии; 3 – анортоклазы и кальциевые анортоклазы Забайкалья (Белов, 1963; Кутюлин, Фролова, 1972); 4 – анортоклазы и кальциевые анортоклазы Мехико (Hoffer, Hoffer, 1973); 5 – анортоклазы Австралии (Binns e.a., 1970; Irving, 1971)



шаются величины K/Rb и Ba/Sr отношений. В щелочных полевых шпатах мезозойских гранитоидов в Монголии диапазон колебаний этих величин значителен: от $K/Rb = 230$ и $Ba/Sr = 17$ в гранитах стандартного геохимического типа до 86 и 5 соответственно в поздних литий-фтористых аляскитах.

Напротив, калинатровые полевые шпаты из щелочных базальтоидов Монголии характеризуются весьма низкими содержаниями Rb , Be , Ba , Pb , Tl , Sn . В то же время содержание Sr в них резко повышено. Изученным $K-Na$ полевым шпатам из базальтоидов свойственны особенно высокие значения отношения K/Rb и низкие – Ba/Sr . Эти геохимические особенности характеризуют всю группу исследованных полевых шпатов, несмотря на широкие колебания их состава (от натриевых до существенно калиевых санидинов) и, по-видимому, отражают геохимическую специфику исходной щелочно-базальтоидной магмы. Щелочные полевые шпаты наследуют некоторые геохимические черты родоначальной базальтовой магмы, что свидетельствует о генетической связи мегакристаллов полевых шпатов и включающих их базальтов. В санидинах монгольских базальтоидов установлено также изменение содержаний Rb и Ba , связанное с колебаниями состава мегакристаллов. В существенно калиевых санидинах, в отличие от их натровых разновидностей, фиксируются наибольшие содержания Rb и особенно Ba , однако уровень их содержаний остается в среднем значительно более низким, чем в калиевых полевых шпатах гранитоидов.

В этом отношении показательно сравнение с акатуевским вулcano-плутоническим комплексом Восточного Забайкалья (Захаров, 1972). Разнообразие пород этого комплекса (оливиновые монцониты, монцогаббро, сиенит-порфиры и эффузивы) обусловлено явлениями магматической дифференциации, а их происхождение связано с единым источником – щелочно-базальтовой магмой мантийного генезиса. Как и санидины монгольских базальтоидов, полевые шпаты этих пород характеризуются более низкими, чем в палингенных гранитоидах, содержаниями Rb , Be , Ba , Sn и более высокими содержаниями Sr . Наблюдающиеся различия, по-видимому, связаны с разной степенью дифференцированности исходных магм, однако в целом концентрации перечисленных элементов (за исключением Sr) и величины Ba/Sr отношения в существенно калиевых полевых шпатах акатуевского комплекса и калиевых санидинах базальтоидов Монголии весьма близки.

Геохимическое сходство калиево-натриевых полевых шпатов в различных по составу вулканических и плутонических породах, не являющихся продуктами единой щелочной оливин-базальтовой магмы, говорит о глубинном, мантийном генезисе исследуемых мегакристаллов санидина.

Таблица 20

Состав мегакристов калиево-натриевых полевых шпатов из кайнозойских

Местоположение	Литературный источник	K ₂ O, %	Na ₂ O, %	CaO, %
СССР, Забайкалье, р. Бартой	Белов, 1963	3,40	7,70	1,23
То же	Кутолин, Фро- лова, 1972			
Нью-Мехико, южные и центральные про- винции	Hoffer, Hoffer, 1973	2,93	7,04	4,10
		2,90	7,49	2,90
		3,06	7,60	2,16
		3,05	7,52	2,00
		4,37	11,30	1,20
		3,57	7,17	1,92
Австралия, Новый Южный Уэльс	Binns e.a., 1970	3,91	7,20	1,27
		2,06	9,38	1,36
		2,60	9,04	0,76
		2,62	9,22	1,08
		2,82	8,96	1,36
Австралия, Викто- рия, Новый Юж- ный Уэльс	Irving, 1971, 1974б	3,01	8,75	1,40
		3,19	8,72	1,36
		3,14	8,35	1,78
		3,22	8,78	1,07
		3,33	8,85	1,12
		3,52	8,52	0,74
		3,09	7,29	1,30
		3,58	8,40	1,07
		3,50	8,20	1,20
		3,75	8,35	1,44
		3,95	8,93	0,25
		3,66	7,45	1,55
		3,74	7,35	1,67
3,93	7,43	1,42		
3,74	7,35	1,67		

щелочных базальтоидов различных вулканических областей

Состав полевого шпата	Состав и фация вмещающих пород	Другие мегакристы
Орт ₂₀ Аб ₆₈ Ан ₁₂	Лимбургиты и базальтоиды в шлаках бартоидских вулканов	
Орт ₂₇ Аб ₆₈ Ан ₅	То же	
Орт ₂₂ Аб ₅₇ Ан ₂₁	Натриевые щелочные лавы потоков, бомб, вулканических конусов	Клинопироксен, амфибол, плагиоклаз
Орт ₂₃ Аб ₆₂ Ан ₁₅		
Орт ₂₄ Аб ₆₄ Ан ₁₂		
Орт ₂₅ Аб ₆₄ Ан ₁₁		
Орт ₂₆ Аб ₆₉ Ан ₅		
Орт ₂₉ Аб ₆₁ Ан ₁₀		
Орт ₃₂ Аб ₆₁ Ан ₇		
Орт ₁₂ Аб ₃₁ Ан ₇	Щелочные оливиновые базальты, нефелиновые трахибазальты, анальциты, нефелиниты, анкармиты	Клинопироксен, оливин, биотит
Орт ₁₆ Аб ₈₀ Ан ₄		
Орт ₁₆ Аб ₇₉ Ан ₅		
Орт ₁₇ Аб ₇₆ Ан ₇		
Орт ₁₈ Аб ₇₅ Ан ₇		
Орт ₁₈ Аб ₇₅ Ан ₇		
Орт _{17,7} Аб _{73,5} Ан ₆	Базаниты, нефелиновые гавайиты, нефелиновые муджириты	Амфибол, биотит, апатит, есть включения апатита в анортоклазе
Орт _{17,9} Аб _{72,5} Ан _{8,5}		
Орт _{18,5} Аб _{76,4} Ан _{5,1}		
Орт _{18,8} Аб _{75,9} Ан _{5,3}		
Орт ₂₀ Аб _{73,6} Ан _{3,5}		
Орт _{20,3} Аб _{72,6} Ан _{7,1}		
Орт _{20,5} Аб _{72,8} Ан _{4,9}		
Орт _{20,7} Аб _{73,3} Ан _{6,1}		
Орт _{24,2} Аб _{71,9} Ан _{6,9}		
Орт _{22,3} Аб _{76,5} Ан _{1,2}		
Орт _{22,5} Аб _{69,5} Ан ₈		
Орт _{22,9} Аб _{68,5} Ан _{8,6}		
Орт _{23,9} Аб _{68,8} Ан _{7,3}		
Орт ₃₃ Аб _{62,4} Ан _{4,6}		

Гигантские санидиновые кристаллы монгольских щелочных базальтоидов по многим признакам сопоставимы с крупными кристаллами анортоклаза в сериях щелочных базальтов иных регионов. Наибольшую близость по размерам, условиям местонахождения, отчасти по составу они обнаруживают с анортоклазами и натриевыми санидинами смежных щелочно-базальтовых полей Дариганги и Забайкалья (см. рис. 27; табл. 18, 20). Несмотря на повышенное содержание калиевой составляющей и моноклинную сингонию, очевидно также, что они относятся к кристаллам того же порядка, что и анортоклазы, обнаруженные в щелочных четвертичных лавах геохимической провинции Мехико (Hoffer, Hoffer, 1973) и в третичных щелочных базальтовых сериях щелочно-толеитовой ассоциации Виктории и Нового Южного Уэльса в Австралии (Binns *et al.*, 1970; Irving, 1971). Почти везде в указанных местонахождениях калиево-натриевые полевые шпаты зафиксированы в виде крупных однородных гомогенных кристаллов, как правило, сопровождаемых высокоалюминиевыми клинопироксенами, а в некоторых случаях титан-биотитом и магнезиальным керсутитом.

Мегакристовые ассоциации, в которых зафиксированы анортоклазы, представлены фазами высокого давления и рассматриваются в качестве родственных вмещающим базальтам глубинных включений. Кроме того, почти всегда вместе с мегакристами высоких давлений в щелочных базальтоидах отмечаются глубинные ксенолиты шпинелевых лерцолитов, являющихся высокотемпературными дериватами мантийного вещества. В аналогичной ситуации находятся и мегакристы санидина из монгольских щелочных базальтоидов, что показано выше. Однако между K-Na полевыми шпатами Монголии и анортоклазами других базальтовых провинций существуют и различия (см. табл. 18, 20). Они интересны и важны в том отношении, что представляют собой одно из доказательств родственного базальтам происхождения гигантских кристаллов санидина и анортоклаза в противовес возможной альтернативной позиции об их ксенолитной природе.

Различия заключаются в составе самих мегакристов калиево-натриевых полевых шпатов и составе вмещающих лав, которые имеют характер закономерно связанных изменений.

Во всех известных на земном шаре местонахождениях мегакристов калиево-натриевых полевых шпатов в кайнозойских базальтах они связаны с их натриевыми разновидностями: анальцимитами, оливиновыми нефелинитами, анкамаритами, нефелиновыми трахибазальтами, гавайитами и муджиритами в Австралии, щелочными оливиновыми базальтами Нотрилло в Нью-Мехико, лимбургитами, базанитоидами и трахибазальтами натриевого типа в Забайкалье, а также с натриевыми щелочными базальтами на юго-востоке Монголии. Соответственно с этой общей петрохимической особенностью вмещающих лав мегакристы щелочных полевых шпатов представлены в подавляющем большинстве натриевыми составами — анортоклазами ряда $Ort_{17,7}Ab_{73,5}An_{6,3} - Ort_{32,0}Ab_{81,0}An_{7,0}$.

Составы санидинов Забайкалья и Дариганги также имеют натриевый характер ($Ort_{26,5}Ab_{68,4}An_{3,3}$; $Ort_{26,7}Ab_{68,6}An_7$).

В отличие от этих серий натриевых щелочных базальтов с мегакристами анортоклаза и натриевого санидина в Северо-Западной и Центральной Монголии развиты ассоциации калиевых базальтов: лейцитовые базанит-тефритовые серии, лейцитовые базальты и шошониты. В подавляющем большинстве мегакристы полевых шпатов представлены калиевыми разновидностями, имеющими состав от $Ort_{30}Ab_{63}An_7$ до $Ort_{76}Ab_{21}An_3$ и принадлежащими к ряду санидинов и калиевых санидинов.

Из 12 проанализированных кристаллов только один попал в поле существенно натриевых щелочных шпатов, однако и он является моноклинной разновидностью с неупорядоченной структурой.

Корреляция составов мегакристов полевых шпатов и вмещающих лав является одним из главных аргументов родственного происхождения крупных изолированных кристаллов санидина и анортоклаза в щелочных базальтовых ассоциациях. В этом случае мы получаем возможность проследить раннюю ис-

торию формирования базальтов, ибо наряду с пироксенами полевые шпаты являются информаторами *P-T* условий благодаря широким интервалам стабильности составов и структурных изменений. Однако корреляция химических свойств полевых шпатов с давлением затруднена отсутствием соответствующих экспериментальных данных. Для плагиоклазов установлено, что ликвидусный и близликвидусный плагиоклаз в щелочных базальтовых составах становится более натриевым при высоком давлении (Green, Ringwood, 1968; Green, 1973).

Согласно этим данным и по геолого-петрологическим критериям андезиновые мегакристы в щелочных базальтах Японии, базанитах Невады и базанит-фонолитовой серии Нигерии (Wright, 1968; Aoki, 1970; Best, 1970) интерпретированы как родственные фазы высокого давления, кристаллизующиеся в верхней мантии или на границе коры и мантии.

Оценка происхождения мегакристов анортоклаза и санидина в таком плане пока ограничена, так как экспериментальное изучение при высоком давлении природных базальтовых расплавов не дает необходимых материалов по триклинным полевым шпатам и санидинам. Однако косвенные данные позволяют высказать соображения по этой проблеме. Эмпирические наблюдения показывают, что в мегакристовых ассоциациях континентальных базальтов натриевые плагиоклазы и анортоклазы (или санидины) совместно не встречаются. Последние являются единственным типом полевошпатовых мегакристов в базальтах с относительно обильным *Ca*-плагиоклазом в нормативном составе. Это может быть обусловлено тем, что отделение богатых *Na* санидинов и анортоклазов как первичных фаз высокого давления сокращает содержание альбитовой составляющей базальтового расплава и приводит к появлению существенно кальциевого плагиоклаза в основной массе лав, кристаллизующейся в поверхностных условиях.

Наличие реакционных оторочек на мегакристах санидинов в монгольских базальтах, не наблюдаемых вокруг обычных полевошпатовых вкрапленников, также свидетельствует о том, что они не находятся в равновесии с минералами основной массы базальтов, образовавшимися на поверхности, и унаследованы с большой глубины. Обращает на себя внимание также совместное нахождение санидиновых кристаллов с глубинными мегакристами алюминиевого клинопироксена и высокотемпературными мантийными дериватами — ксенодитами шпинелевых лерцолитов. Эти материалы позволяют предположить, что, так же как натриевые плагиоклазы и ферромагнезиальные фазы высокого давления, кристаллы калиевых санидинов вынесены базальтовыми расплавами на поверхность со значительных глубин.

МЕГАКРИСТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ КАК ПРИЗНАКИ ГЛУБИННОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ

Установление родственного вмещающим базальтам происхождения своеобразных по составу гигантских кристаллов полевого шпата и ферромагнезиальных минералов, наблюдаемых в щелочных лавах многих вулканических провинций земного шара, имеет большое петрологическое значение. Выше было показано, что мегакристы санидина, слюды, пироба и авгита в монгольских щелочных базальтах на основании состава и сравнительного анализа с аналогичными экспериментально полученными минеральными фазами рассматриваются в качестве мегакристов высокого давления. Отсюда следует, что выделение таких кристаллов из вмещающего расплава происходит в условиях термодинамического режима, который осуществляется на глубинах, соответствующих различным уровням верхней мантии.

Подобную генетическую интерпретацию крупных кристаллов анортоклаза, магнезиального керсутита, слюд, орто- и клинопироксенов, гранатов и других минералов в щелочных базальтовых сериях можно встретить в большинстве работ по мегакристам самых разных океанических и континентальных регионов. И это не случайно, ибо особенности химизма этих минералов, геологичес-

кие условия местонахождения, взаимоотношения с вмещающими породами и материалы петрологических экспериментов лучше всего согласуются с такой петрогенетической моделью.

Вместе с тем мегакристовые ассоциации приобретают большое значение в решении многих проблем глубинного петрогенеза как своеобразная летопись процесса глубинного кристаллического фракционирования щелочных базальтоидных магм при высоких давлениях.

Попытка хотя бы в общих чертах восстановить картину глубинного фракционирования щелочно-базальтоидных магм Монголии приводит к выводу, что эти процессы играли весьма существенную роль в эволюции щелочных базальтоидных магм кайнозоя Центральной Азии.

Мегакристовая ассоциация калиевых лав Хангайского вулканического ареала включает пироп, авгит, титан-флогопит, титан-биотит и санидин. Совместная встречаемость мегакристов отнюдь не предполагает, что эта ассоциация одновременна. Более того, анализ вариаций состава одного и того же минерала данной мегакристовой ассоциации и факты, устанавливающие присутствие одних мегакристов, обычно наблюдаемых в виде дискретных фаз, как включения в мегакристах другого минерала, определенно говорят против такого предположения. В этом отношении весьма показателен состав мегакристов слюды, который колеблется в базанитовых лавах одного и того же местонахождения Шаварын-Царам от титан-флогопита до богатого железом титан-биотита. Таков же состав калиево-натриевых полевых шпатов в лейцитовых лавах вулкана Хорог, где они образуют вариационный ряд от натриевых санидинов или анортотлазов до богатых калием разновидностей этого минерала.

Весьма показательны также включения авгита, абсолютно аналогичного по составу одиночным кристаллам авгита, в пиропе, а также включения титан-биотита в санидине. Очевидно, что высокobarическая мегакристовая ассоциация характеризует определенный интервал глубинного кристаллического фракционирования и включает фазы, характерные для различных P - T условий кристаллизации щелочной базальтовой магмы на глубине.

Анализ состава и взаимоотношений мегакристов позволяет в качестве первых фаз кристаллического фракционирования рассматривать пиропы и высокоалюминиевые авгиты. Экспериментальное изучение базальтовых систем, относительно близких к щелочным лавам Хангая, проведенное Ирвингом (Irving, 1974), а также эксперименты по кристаллизации щелочных базальтоидов и нефелиновых базанитов (Green, Hibberson, 1970; Irving, Green, 1972) показали возможность выделения в близкижидусной области из щелочных базальтовых магм минералов мегакристовой ассоциации в сухих условиях и при различных количествах H_2O (2%, 5%) при больших давлениях и высоких температурах. Согласно этим данным, при $P > 28$ кбар и $T \sim 1200-1300^\circ C$ на ликвидусе нефелинового муджиерита с 2% H_2O отмечаются клинопироксен с $f = 19\%$ и при некотором понижении температур пироп с $f = 31\%$ (см. рис. 23). При понижении P до 27 кбар и T до $1150^\circ C$ появляется титан-флогопит. Дальнейшее понижение давлений приводит к появлению в качестве ликвидусной фазы оливина с $f = 13-22\%$ при относительно высоких $T = 1100-1150^\circ C$. На заключительных этапах кристаллизации в близкосolidусной области при $P < 10$ кбар и $T \sim 900^\circ C$ кристаллизуется полевой шпат анортотлазового состава.

Мегакристовая ассоциация, включающая в одних и тех же вмещающих базальтах все четыре минеральных типа (авгит, пироп, слюду, санидин), наблюдается в вулканических бомбах пирокластического шлейфа вулкана Шаварын-Царам, состав которых почти идентичен нефелиновым муджиеритам в экспериментах Ирвинга (см. прил. I). Близость составов мегакристов данного эруптивного центра к составу экспериментально полученных соответствующих минеральных фаз позволяет считать возможной описанную выше последовательность кристаллизации мегакристов при глубинном фракционировании монгольских щелочных базальтоидов. При этом первыми близкижидусными фазами при $P \sim 30$ кбар, по-видимому, были клинопироксены, о чем свидетельствует высокая температура их кристаллизации, не опускавшаяся, по определениям вто-

ричных расплавных включений, ниже 1300° а также наличие мелких включений авгита в мегакристах пироба.

Несколько меньшие давления и более низкие температуры (1100–1200°С) установлены Ирвингом при кристаллизации близкижидусного флогопита из водных щелочных базальтовых систем нефелин–муджиеритового и оливин–базальтового состава. Ti-флогопит зафиксирован также среди близкижидусных фаз кристаллизующихся высококалийевых расплавов (Edgar e.a., 1976) в условиях высоких давлений (10–30 кбар) и температур (1250°С при 5 вес.% H₂O).

Учитывая эти данные, а также совместное нахождение в одних и тех же разновидностях лав титан–флогопита, мы считаем возможным последний рассматривать в качестве близкижидусных фаз калиевых щелочных базальтоидов Хангая. Однако несколько высокая, по сравнению с экспериментальными фазами, железистость монгольских титан–флогопитов позволяет считать их в кристаллизационной последовательности более поздними фазами по сравнению с клинопироксенами и пиробами.

Таким образом, мегакристы пироба, высокоалюминиевого авгита и титан–флогопита можно интерпретировать как высокобарические близкижидусные фазы калиевой щелочно–базальтоидной магмы Хангая, кристаллизация которых происходила при небольших количествах H₂O в интервале значительных давлений – 14–30 кбар и температур не менее 1300–1100°С.

Присутствующие в этой же мегакристовой ассоциации и в тех же разновидностях вмещающих лав мегакристы санидина и титан–биотита менее определены с точки зрения физических условий образования. Имеющиеся экспериментальные материалы и особенности состава этих природных минералов позволяют предположить, что это фазы относительно более низкого давления, которые выделялись из более богатого железом и летучими расплава вблизи солидуса кристаллизующейся базальтовой системы. Близослидусное происхождение подтверждается богатой Fe природой титан–биотита, найденного как включение в санидине.

Глубинное фракционирование мегакристов авгита, пироба, слюды и санидина из родоначальных калиевых щелочно–базальтоидных магм, приближающихся к наиболее магнезиальным калиевым базанитам и меланефелинитам Хангайского вулканического ареала, явилось причиной своеобразного дифференционного тренда. Прогрессивная экстракция Mg, Sr (отчасти) и щелочей при кристаллизации мегакристов (Mn, Gr, Fl и San) способствовала накоплению в остаточном расплаве Fe, Ti отчасти Ca и появлению на последних этапах эволюции щелочно–базальтоидных магм менее щелочных, более железистых, но близких по насыщенности SiO₂ дериватов, представленных трахибазальтовыми и трахитовыми андезито–базальтовыми сериями.

Таким образом, формировался эволюционный ряд Хангайской вулканической провинции: калиевые базаниты – калиевые гавайиты – трахибазальты – трахитовые андезито–базальты. Родственные отношения членов этого ряда подтверждаются общими геохимическими особенностями, систематическими закономерными вариациями в распределении некоторых элементов, а также пространственно–временным соотношением. Такая последовательность пород наблюдается в продуктах плиоценового вулканизма Тарягской впадины и в неогеновых лавах зоны сочленения Хангайского поднятия и Долины Озер. Аналогичным образом, по–видимому, следует объяснять и появление локальных трахибазальтовых и трахиандезито–базальтовых покровов в долинах рек Орхон и Хануй–Гол как глубинных дериватов щелочных магм базанитового или меланефелинитового состава.

Вместе с тем в тех случаях, когда масштабы глубинного фракционирования сокращались или оно не происходило вовсе, что фиксируется практическим отсутствием мегакристов высокого давления в соответствующих продуктах вулканизма, мы наблюдаем магматическую дифференциацию боуэновского типа, связанную с накоплением кремнезема и щелочей в остаточных расплавах, эволюционирующих в промежуточных, относительно малоглубинных очагах земной коры. Такой механизм магматической эволюции, по–видимому, приемлем для объяснения формирования вулканических серий, в которых наряду с магнезиальными

глубинными дериватами калиевых базанитов, лейцитовых базанитов и тефритов, гавайитов, муджиеритов наблюдаются в качестве конечных членов эволюционного ряда калиевые бенмориты, встречающиеся среди миоценовых лав Долины Озер.

Мегакристовая ассоциация натриевых щелочных базальтоидов плато Дариганга более однообразна. В ней резко преобладают алюминиевые субкальциевые авгиты, к которым в отдельных вулканических центрах присоединяются анортоклазы и в относительно более редких случаях мегакристи высокомагнезиального (до 92% Fo) оливина. Глубинное фракционирование преимущественно клинопироксена данного состава, несмотря на значительные масштабы для голоценового периода вулканизма Дариганги, не оказывало существенного влияния на химизм эволюционирующих магм благодаря относительной близости в содержании многих элементов состава клинопироксена и материнского расплава. Это подтверждается в какой-то мере и соответствующими расчетами состава гипотетических родоначальных расплавов через комбинацию составов мегакристов моноклинного пироксена и вмещающих пород в пропорции, наблюдаемой в природных условиях (Binns, 1969; Wilkinson, Binns, 1969; Binns e.a., 1970). И хотя соотношения между этими фазами, существовавшие на глубине, в принципе могли быть нарушены в процессе транспортировки к поверхности, сопровождающейся магматической эрозией при изменяющихся P - T условиях, реальность таких расчетов вполне допустима, особенно в данном конкретном случае, когда наличие признаки относительно быстрого подъема базальтоидных магм Дариганги к земной поверхности (слабая степень дифференциации, обилие нерастворенных глубинных мегакристовых фаз, обилие ультрамафитовых глубинных ксенолитов больших размеров, взрывной тип вулканической деятельности, формирующий конусы из спекшейся пирокластики). Это согласуется с наблюдающимися на обширных пространствах лавового плато Дариганга выдержанными и относительно однородными по составу вулканическими сериями нефелиновых базанитов, гавайитов и щелочных оливиновых базальтов, в противоположность пестрым дифференцированным вулканическим сериям Хангая.

В то же время происходившее локально оливиновое фракционирование и выделение мегакристов анортоклаза способствовали некоторому насыщению SiO_2 и дефициту щелочей в дериватных расплавах, изначально обедненных K на большей части плато. Фракционирование этих минеральных фаз, согласно экспериментальным данным (Irving, 1971, 1974б; Irving, Green, 1972), происходило из щелочных базальтоидных магм при относительно меньших давлениях и температурах, чем осаждение МП, ГР и Фл из родоначальных расплавов типа базальтоидов Хангайского вулканического ареала, но все же в глубинных условиях, определяемых $P > 9$ кбар и $T > 900$ – 1000°C . Этот процесс можно рассматривать как именно тот глубинный механизм, который контролировал появление в связи с отдельными вулканическими центрами Дариганги на заключительных стадиях магматической эволюции нефелин-базанитовых и меланефелинитовых расплавов базальтов толентового типа.

Кристаллизационная последовательность выделения отдельных фаз мегакристовой ассоциации Дариганги начинается осаждением близиквидусного авгита, к которому при некотором понижении давления присоединяется высокомагнезиальный оливин, и заканчивается, по-видимому, уже в области субсолидуса выделением мегакристов анортоклаза.

Таким образом, наличие барофильных мегакристовых ассоциаций является индикатором генерации вмещающих пород в условиях высоких давлений. Это подтверждается и пространственной ассоциацией мегакристов с ультрамафитовыми ксенолитами, которые рассматриваются как модифицированные или неизмененные фрагменты вещества верхней мантии.

Особые, по сравнению с другими минералами вулканических пород, условия образования мегакристов, связанные с высокими давлениями и значительными температурами, дают основание рассматривать высокобарические ассоциации мегакристов как продукты глубинного фракционирования щелочно-базальтоидных магм.

Минералогический анализ мегакристовых ассоциаций и петрохимические вариации вмещающих базальтоидов на территории Монголии приводят к выводу, что процессы глубинного фракционирования особенно широко были развиты в Хангайской вулканической провинции. Признаки такого фракционирования калиевых щелочно-базальтоидных магм здесь наблюдаются почти на всем протяжении кайнозойского вулканизма и на значительной площади этого новейшего сводово-глыбового поднятия.

Масштабы глубинного фракционирования Даригангского ареала щелочных лав натриевого типа ограничены во времени заключительными этапами вулканизма и локализованы в пространстве. С этим согласуется достаточно однородный петрохимический профиль щелочных лав на обширной территории вулканического плато, который лишь в отдельных вулканических центрах нарушается появлением пород существенно иного химизма – толеитовых базальтов.

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ (ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ)

Одной из главных задач современной геологии, в частности вулканической петрологии, является изучение состава и строения глубинных зон Земли.

Непосредственное исследование состава пород нижней части коры и верхней мантии, недоступное прямым наблюдениям, осуществляется в процессе изучения глубинных ксенолитов – отторженцев глубинного вещества, которые выносятся на земную поверхность при извержениях щелочно-базальтоидных и кимберлитовых магм (Кележинская, 1977).

Петрологическими исследованиями щелочных серий кайнозойских базальтоидов Монголии, впервые предпринятыми на этой территории нами, установлены представители почти всех фаций, выделяемых в настоящее время в верхней мантии и в основании континентальной коры (Добрецов и др., 1972; Соболев, 1974; и др.).

Повышенный интерес к изучению глубинных ксенолитов вызван не только возможностью расширить некоторые важные проблемы теоретической петрологии, но и возможностью получить ценный материал для тектонических реконструкций, а также для решения общегеологических и прикладных задач.

Так, детальные петрологические исследования глубинных ксенолитов кайнозойских щелочно-базальтоидных вулканов Монголии не только представляют общую информацию о составе глубинных зон Центральной Азии, но и позволяют реконструировать разрез верхней мантии и низов коры в складчатых сооружениях принципиально различных типов. Они также дают возможность сопоставить состав фундамента в платформенных и складчатых областях, что немало важно для некоторых аспектов практической геологии. Определенные типы глубинных ксенолитов Монголии используются в качестве источника ювелирного сырья и драгоценных камней.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ И НОМЕНКЛАТУРЫ

Подавляющее большинство глубинных ксенолитов различных вулканических провинций земного шара представлено ультрамафическими породами. Во многих местонахождениях они сопровождаются включениями иной текстуры, минералогии и химического состава. Эта группа включений обнаруживает широкие вариации модального состава и обогащение пироксеном, главным образом моноклинным, который отличается от клинопироксенов господствующего лерцолитового типа.

Для различия двух групп ксенолитов Куно использовал термины "лерцолитовая" и "верлит-дунит-пироксенитовая" (или верлит-дунит-габбровая) серии включений (Куно, 1969). Предложенное разделение оказалось малоудовлетворительным, ибо одни и те же типы пород, не всегда различающиеся даже по химизму, встречаются как в той, так и в другой сериях ксенолитов.

Почти одновременно была разработана классификация ультраосновных и базитовых включений, широко распространенная в зарубежной литературе (Wilshire, Trask, 1969; Best, 1970). По этой схеме также выделяются две группы включений, в основе разделения которых лежит один признак: состав кли-

нолироксена в минеральных парагенезисах ксенолитов – важного индикатора условий образования пород. Одна группа ксенолитов содержит изумрудно-зеленый, богатый хромом диопсид или хромовый субкальциевый авгит и характеризуется как “зеленый, богатый Cr клинопироксенитовый тип”. В него вошли шпинелевые и гранатовые лерцолиты, магnezиальные вебстериты, реже верлиты и диопсиды. Другая группа содержит практически бесхромовый, с повышенной концентрацией титана авгит темного цвета и известна под названием “черного, богатого Ti клинопироксенитового типа”. Она включает главным образом пироксенитовые и отчасти ультраосновные ксенолиты верлитового парагенезиса.

Эта классификация, весьма удобная при визуальной характеристике включений, фактически не столько классифицирует и систематизирует огромное разнообразие ксенолитов, сколько отделяет их от родственных базальтам включений – кумулятивных образований (Куголин, Фролова, 1972; Wilshire, Trask, 1969; Best, 1970; Binns et al., 1970; Irving, 1971). При этом не учитывается факт, что многие черные пироксенитовые включения богатого Ti клинопироксенитового типа обнаруживают все признаки ксенолитной, а не кумулятивной природы и отличаются по составу от родственных базальтам включений – авгитовых мегакристов высокого давления и менее глубинных вкрапленников титан-авгита. Недостатком данной классификации является также и то, что она не анализирует широкие вариации составов минеральных фаз в одних и тех же парагенезисах, которые отражают разнообразные условия формирования глубинных ксенолитов. Тем самым ограничивается возможность более полного использования информации по ксенолитам для изучения состава верхней мантии.

С этих точек зрения более удовлетворительной является систематика глубинных ксенолитов по фациальному признаку, разработанная В.С. Соболевым, Н.Л. Добрецовым и Н.В. Соболевым (Соболев и др., 1972; Глубинные ксенолиты..., 1975; Соболев, 1974; Фации..., 1974). В основе ее лежит схема фаций метаморфизма высоких давлений, опирающаяся на результаты петрологического изучения природных систем и достижения современного петрологического эксперимента. Главным критерием для выделения глубинных фаций служит давление. При этом разные по температуре и давлению ксенолиты коррелируются с глубиной их образования на основании экспериментальных данных и параметров состава минералов, которые являются индикаторами температуры и давления, прежде всего составов клинопироксена и глиноземистого ортопироксена в дупироксеновом парагенезисе, алюминиевой шпинели в ассоциации с двумя пироксенами, хромовых пиропов в лерцолитовом и эклогитовом парагенезисах.

В настоящей работе мы придерживаемся данной систематики глубинных ксенолитов по фациям глубинности, которые включают анортит-форстеритовую, шпинель-пироксеновую и графит-пироповую фации (Глубинные ксенолиты..., 1975). В самом общем виде границы между тремя последними фациями, выделенными в пределах верхней мантии, примерно соответствуют границам между тремя типами глубинных перидотитов: плагиоклазовыми, шпинелевыми и гранатовыми.

Однако в настоящее время далеко не для всех групп глубинных ксенолитов Монголии возможно однозначное определение их фациального положения. Поэтому ниже систематическое описание ультраосновных и базитовых включений дано по минеральным парагенезисам, характерным для разных типов включений, с последующим фациальным анализом этого материала и заключением о составе глубинных зон земли, вскрытых вулканами, несущими глубинные ксенолиты.

Конкретные петрографические названия для ксенолитов различных фациальных серий даны в соответствии с общепринятой номенклатурой ультраосновных пород.

Все более или менее крупные лавовые поля монгольского сектора Центрально-Азиатской щелочной провинции обнаруживают включения тех или иных групп глубинных ксенолитов. Последние наблюдаются в щелочных лавах плато Дариганга, многочисленных базальтовых полях Хангайского нагорья, а также в наиболее щелочных представителях базальтоидных серий Долины Озер. За пределами этих главных вулканических ареалов также устанавливаются единичные местонахождения глубинных ксенолитов, как, например, в кайнозойских лавах Заалтайской Гоби или р. Дзабхан.

Первые упоминания о единичных находках дунитов и гранатсодержащих включений в базальтах на Дариганге дано В.И. Влодавцем (1969). В процессе систематического изучения кайнозойских базальтоидов МНР, начатых в 1970 г., выявлено чрезвычайно широкое распространение ультраосновных нодулей. Впервые они были найдены в Тарятской впадине и в других лавовых полях Хангайского вулканического ареала, а также в кайнозойских базальтах Долины Озер. На Дариганге была значительно расширена область распространения ксенолитов и впервые выявлен широкий ряд составов ультрамафитовой группы, включающей шпинелевые лерцолиты, верлиты, вебстериты, гарцбургиты и клинопироксениты (Кебезинскас, 1974; Кебезинскас и др., 1975). В 1974–1975 гг. Ю.Г. Липовский вместе с монгольским геологом Намсраем при шлиховом опробовании на Хангае обнаружил местонахождения гранатсодержащих ксенолитов. Это послужило началом целого ряда новых находок ксенолитов, сделанных различными исследователями среди пирокластических выбросов одного и того же вулкана, первоначально описанных в качестве базальтовой трубки (Агафонов и др., 1975). Так были установлены эклогитоподобные породы (Филлипов и др., 1976), гранатовые лерцолиты и вебстериты (Агафонов и др., 1975; Каминский и др., 1977), а также двупироксеновые гнейсы гранулитовой фации и эклогиты разных типов (Кебезинскас и др., 1976а,б).

В настоящее время мы имеем широкий спектр ультраосновных и основных составов (в том числе гранатсодержащих) для глубинных ксенолитов, наряду с которыми обломки иных пород, в частности образований метаморфического генезиса и гранитоидов, составляют ничтожную часть. Отдельные типы ксенолитов образованы резко различными по составу минералами одних и тех же парагенезисов, которые визуальнo различаются прежде всего по цвету образца: зеленые и черные эклогиты, клинопироксениты, верлиты и т.д.

Распространенность отдельных типов ксенолитов на территории Монголии существенно различна (табл. 21). Самую многочисленную и наиболее широко развитую по площади вулканических полей группу составляют шпинелевые лерцолиты. С ними часто ассоциируют подчиненные по количеству зеленые вебстериты ультраосновного парагенезиса, связанные с лерцолитами переходными разностями. Такая ассоциация пород наиболее представительна среди включений в натриевых базальтоидах Дариганги. В калиевых базальтоидах Хангая зеленые вебстериты встречаются реже. Гарцбургиты являются совсем редким типом глубинных ксенолитов и связаны в основном с калиевыми базальтоидами. Зеленые верлиты также исключительно редки, но встречаются как в натриевых, так и в калиевых базальтоидах. В целом среди большого числа изученных ультраосновных нодулей мы не обнаружили дунитов, отмеченных В.И. Влодавцем на Дариганге. Видимо, следует признать, что этот тип пород редкий и не характерен для глубинных ксенолитов Монголии, где господствуют шпинелевые лерцолиты и связанные с ними, но меньшие по количеству вебстериты. К числу редких типов зеленых ксенолитов следует также отнести мономинеральные диопсидиты.

Относительно мало распространены пироповые лерцолиты, установленные пока лишь в лейцитовых базитах вулкана Шаварын-Царам на Хангае. Имеются основания предполагать такого же типа ксенолиты и на Дариганге, поскольку при шлиховом опробовании пород вулкана Сальхитын-Ула К.Б. Кебезинскасом обнаружены гранаты. Черные ксенолиты представлены породами мафитовой и ультрамафитовой ассоциаций. Верлиты в существенном количестве

Т а б л и ц а 21

Распространение и условия нахождения глубинных ксенолитов в Монголии

Местонахождение	Условия нахождения	Возраст вмещающих пород	Тип ксенолитов	№обр., литературный источник
Хангай, Тарятская впадина				
Вулкан Шаварын-Царам	Лапилли; бомбы лейцитовых базанитов и меланефелинитов в рыхлых пеплах и вулканических песках	Плиоцен?	Шп-лерцолит	1626-75
			”	164-75
			”	Агафонов и др., 1976
			”	Филиппов и др., 1976
			Гр-лерцолит	157-75
			”	Агафонов и др., 1976
			Гр-гарцбургит	158-75
			Гр-вебстерит	155-75
			Мг-вебстерит	1626-75
			Мг-клинопироксенит	160-75
			”	187-75
			Мг-эклогит	184-75
			”	183-75
			Fe-Mg-эклогит	184-75
			”	1 -75
Fe-Mg-клинопироксенит	166-75			
Эклогитоподобные породы	Филиппов и др., 1976			
Гранулиты	517-75			
”	519-75			
”	520-75			
”	521-75			
Пироксен-амфиболовый гнейс	514-75			
Вулкан Хорог	Поток калиевых гвайитов	Голоцен	Шп-лерцолит	142-70
	Бомбы лейцитовых базанитов в рыхлых пеплах		”	5-71
	Поток лейцитовых базанитов		”	9-71
	Бомбы лейцитовых лав		”	Филиппов и др., 1976
Река Чулуту	Шток гвайитов	KZ	”	100-71
	Поток лейцитовых гвайитов	Плейстоцен	”	233-70
			”	234-70

Т а б л и ц а 21 (продолжение)

Местонахождение	Условия нахождения	Возраст вмещающих пород	Тип ксенолитов	№ обр.
Хангай, Тарятская впадина				
Река Нарин-Гичигене	Поток лейцитовых базанитов	Голоцен	Шп-лерцолит	9-71
Долина Озер				
Гора Баянгин-Тэг	Шток калиевых базанитов	Неоген	Шп-лерцолит	47-71
Гора Эризн-Тологой	Поток трахитовых андезито-базальтов		”	87-71
Река Гучингин-Гол	Поток андезито-базальтов		”	101-71; К-3
Гора Цобу-Ула	Дайка лейцитовых базальтоидов		”	К-6
Плато Дариганга				
Вулкан Ган-гын Цаган	Поток нефелиновых муджиеритов	Четвер- тичный	Гарцбургит	11-72
	Муджиериты вулканического конуса		Шп-лерцолит	13-72
	То же		Fe-Mg-клино-пироксенит	15-72
	”		”	
Вулкан Хурэ-Будун	Базаниты вулканического конуса		Шп-лерцолит	75-72
Вулкан Ундур-Хурэгэ	Базанитовые агглютинаты конуса		”	87-72
	То же		”	81 ¹ -72
	”		Fe-Mg-клино-пироксенит	91-72
	”		”	94-72
Вулкан Шилин-Богдо	Нефелиновые гавайиты конуса		Шп-лерцолит	18-72
	То же		Mg-вебстерит	19-72
Вулкан Сальхитын-Ула	”		Верлит	1
	”	”	57 ⁷ -72	
	”	Fe-Mg-верлит	43 ^A -72	
	”	Mg-вебстерит		
	”	”	50 ⁶ -72	
	”	”	50 ¹⁰ -72	
	”	”	50 ⁴ -72	
	”	”	50 ² -72	
	”	”	50 ³ -72	
	”	”	50 ⁴ -72	

Т а б л и ц а 21 (окончание)

Местонахождение	Условия нахождения	Возраст вмещающих пород	Тип ксенолитов	№ обр.
Плато Дариганга				
Вулкан Сальхитын-Ула	Щелочные базальтоиды конуса	Четвертичный	Mg-вебстерит	50 ⁵ -72
	То же		”	50 ^A -72
	”		”	50 ¹¹ -72
	”		Шп-лерцолит	50 ¹ -72
	”		”	50 ³ -72
	”		”	50 ⁹ -72
	”		”	50 ⁸ -72
	”		”	50-72
Вулкан Хадат-Шантын	Ожелезненные базанитоиды конуса	Четвертичный	Шп-лерцолит	98 ² -72
	То же		Fe-Mg-клинопироксенит	92-72
Вулкан Барун-Яргойты-Ула	Базаниты конуса		Шп-лерцолит	163-70
Вулкан Богдин-Эмэл	Меланефелиниты и нефелиновые муджиериты конуса		Mg-вебстерит	29-72
Вулкан Барун-Нэртэ-Ула	Базанитовый поток		Шп-лерцолит	214-70
	Базаниты конуса		”	214 ^A -70
	Базаниты дайки		”	209-70
	Базаниты лавового фундамента		Kz	”

обнаружены пока только на Дариганге. Черные пироксениты весьма разнообразны и характеризуются преобладанием оливинных клинопироксенитов и мономинеральных авгититов, которым резко подчинены черные вебстериты. Эти ксенолиты в большом количестве встречены на Дариганге, однако единичные находки их зафиксированы и на Хангае.

В целом на территории главных вулканических ареалов (Хангай, Долина Озер, Дариганга) черные пироксенитовые и верлитовые ксенолиты составляют меньшую часть по отношению к более широко распространенным и обильным по числу ульстраосновным ксенолитам зеленой серии.

Особое место среди отмеченных выше пород занимают эклогиты обнаруженных нами двух типов: магнезиальных эклогитов зеленого цвета, парагенетически связанных с пироповыми лерцолитами, и самостоятельных собственно эклогитов железисто-магнезиального типа характерного черного цвета. Их местона-

хождения пока локализованы в единственном вулканическом центре Хангая — Шаварын—Цараме.

Ксенолиты менее глубинных пород представлены единичными находками эклогитоподобных разновидностей и многочисленными типичными породами гранулитовой фации, также обнаруженными в пирокластическом шлейфе Шаварын—Цараме.

Независимо от района нахождения, состава и фациального положения вмещающих базальтов в них преобладают шпинелевые лерцолиты. Там, где они сопровождаются другими ксенолитами, сохраняется отмеченное соотношение как для Монголии в целом, так и для отдельных местонахождений глубинных включений.

Особенностью распространения ксенолитов в пределах весьма значительной площади базальтовых полей Монголии является неоднородное распределение различных петрографических типов включений в пространстве. На общем фоне однообразной картины распространения шпинелевых лерцолитов в базальтоидах выделяются отдельные вулканические объекты, поражающие обилием включений и уникальными по разнообразию коллекциями глубинных мафитовых и ультрамафитовых ксенолитов. Они содержат ксенолиты необычных структурных особенностей и сложного состава, в частности полосчатых и порфировидных шпинелевых и пироповых ультрамафитов (вулкан Шаварын—Царам) или же "пятнистых" лерцолитов (вулкан Сальхитын—Ула). Как правило, такие местонахождения связаны с пирокластическими выбросами эруптивных центров, в которых, таким образом, сосредоточено почти все наблюдающееся разнообразие типов глубинных ксенолитов. Это имеет существенное значение для выяснения состава верхней мантии соответствующих областей и дает возможность построить не обобщенный гипотетический, а более реальный глубинный разрез, "опробованный" скважинами вулканических аппаратов в одном вертикальном сечении.

Изучение распределения глубинных ксенолитов в базальтоидах во времени показывает, что практически на протяжении всей истории кайнозойского вулканизма в Центральной Азии щелочные базальты выносили на поверхность из земных недр эти своеобразные породы. Однако наиболее обильны они в продуктах вулканической деятельности самых интенсивных эпох вулканизма. Для Монголии это этапы излияния плиоценовых и голоценовых базальтоидов в Тарятской впадине Хангая и наиболее молодые неогеновые лавы Долины Озер. На Дариганге ксенолитами явно насыщены лавы и пирокластика многочисленных четвертичных конусов плато.

Формы нахождения ультраосновных и основных включений в базальтоидах очень различны. Наибольшим своеобразием отличаются условия нахождения ксенолитов в пирокластических продуктах деятельности вулканов — в бомбах и лапиллях. Внутренняя часть таких бомб образована полнокристаллическими ультраосновными породами, которые резко контрастны по зернистости и ярко-зеленой окраске с бурой или черной стекловатой оболочкой базальта (рис. 28, 29). Ширина базальтовой корки бывает ничтожной, всего лишь 0,5—1 см. Как правило, таковы лапилли и мелкие бомбы размером не более 30 см (вулканы Шаварын—Царам, Сальхитын—Ула). Более крупные вулканические бомбы (до 1 м в диаметре) содержат множество от мелких до значительных по величине фрагментов глубинного вещества (вулкан Хорог). Обилие таких ультраосновных бомб в базальтовой упаковке, характерное для некоторых вулканов (Сальхитын—Ула на Дариганге), свидетельствует о том, что в определенные этапы эксплозивной деятельности щелочно-базальтоидные вулканы поставляли на поверхность преимущественно материал земных недр.

Для представлений о механизме транспортировки глубинных ксенолитов представляется существенной эмпирическая закономерность, показывающая, что хотя они встречаются в самой разнообразной фациальной обстановке (покровы плато Дариганга, плейстоценовые потоки Тарятской впадины, силлы, лакколлиты, штоки р. Чулуту), наиболее многочисленны они все же в тех породах, появление которых на поверхности связано с взрывным типом вулканической деятельности.

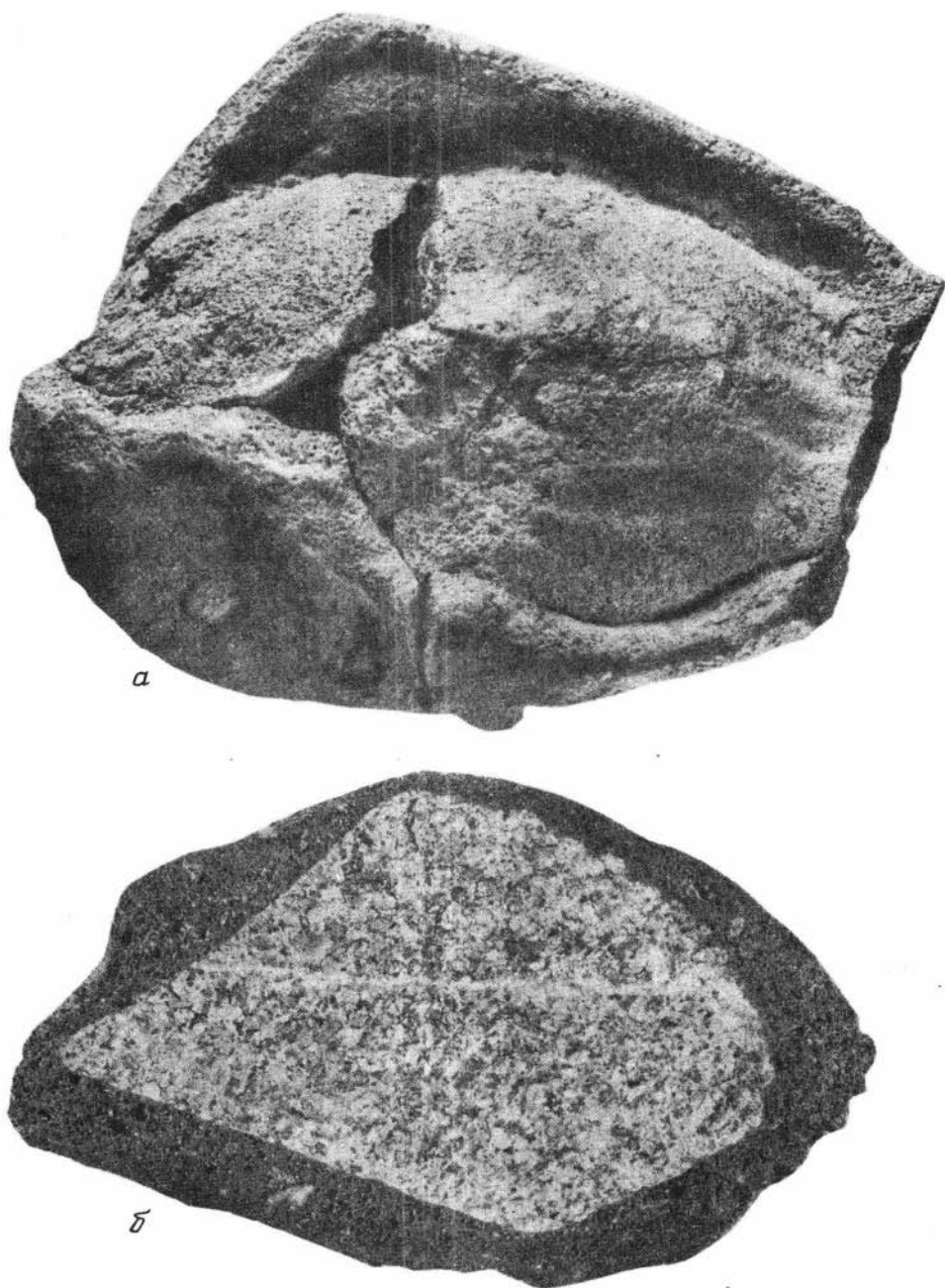
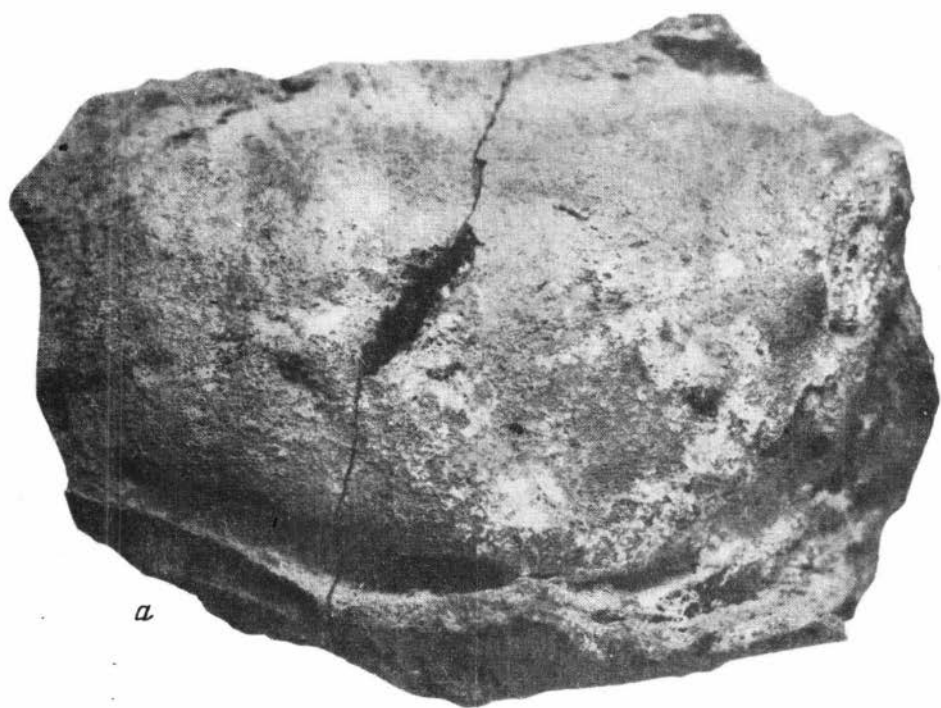
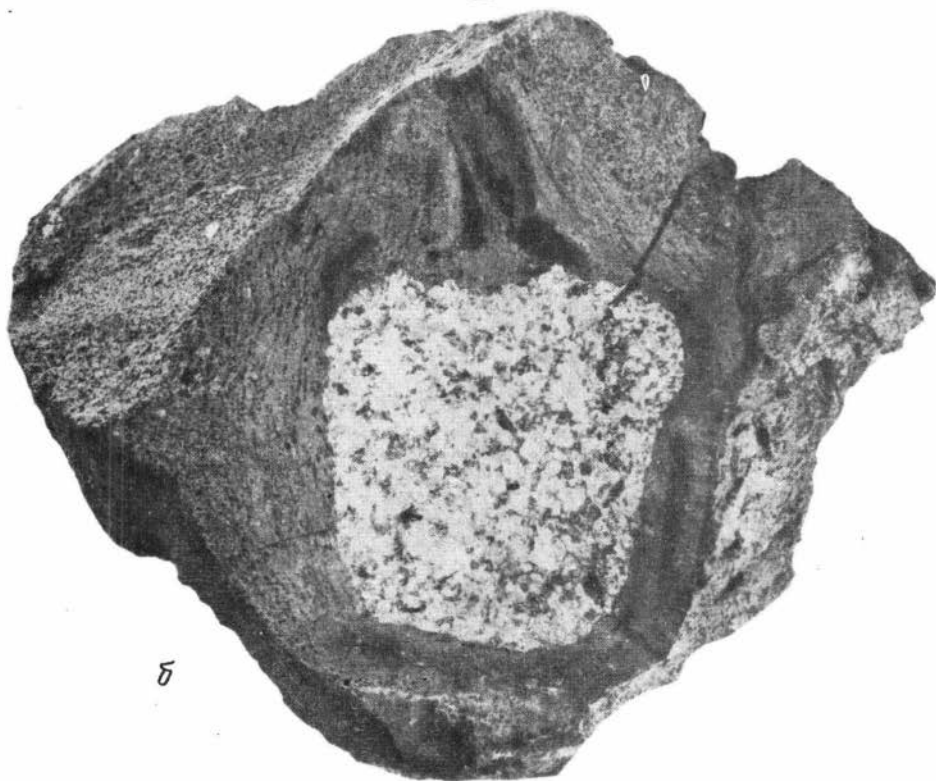


Рис. 28. Базальтовая вулканическая бомба из конуса Сальхитын-Ула (а) со шпинель-лерцолитовым ядром (б). Нат. вел.

Морфология ксенолитов чрезвычайно разнообразна и, кроме округлых нодулей, встречаются угловатые, трубообразные и неправильной формы обломки ультраосновных пород (рис. 30). Наблюдается известная закономерность: в стекловатых пузыристых и пемзовидных лавах включения чаще приобретают овальные очертания, в то время как в плотных, в той или иной степени раскристаллизованных базальтах они ксеноморфны и угловаты. По-видимому, содержание летучих компонентов и ход кристаллизации во вмещающих базальтах определенным образом влияют на реакционные взаимоотношения расплава и



a



б

Рис. 29. Линейные текстуры на границе шпинель-лерцолитового ксенолита и вмещающего базальта. Нат. вел.

a - внешний вид базанитовой бомбы; *б* - ее внутренняя часть

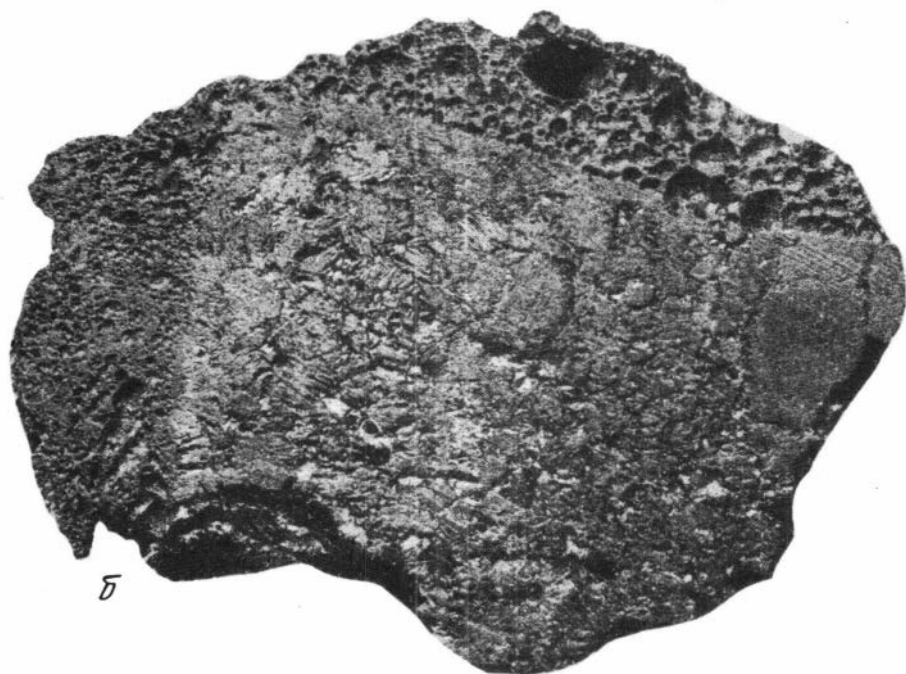
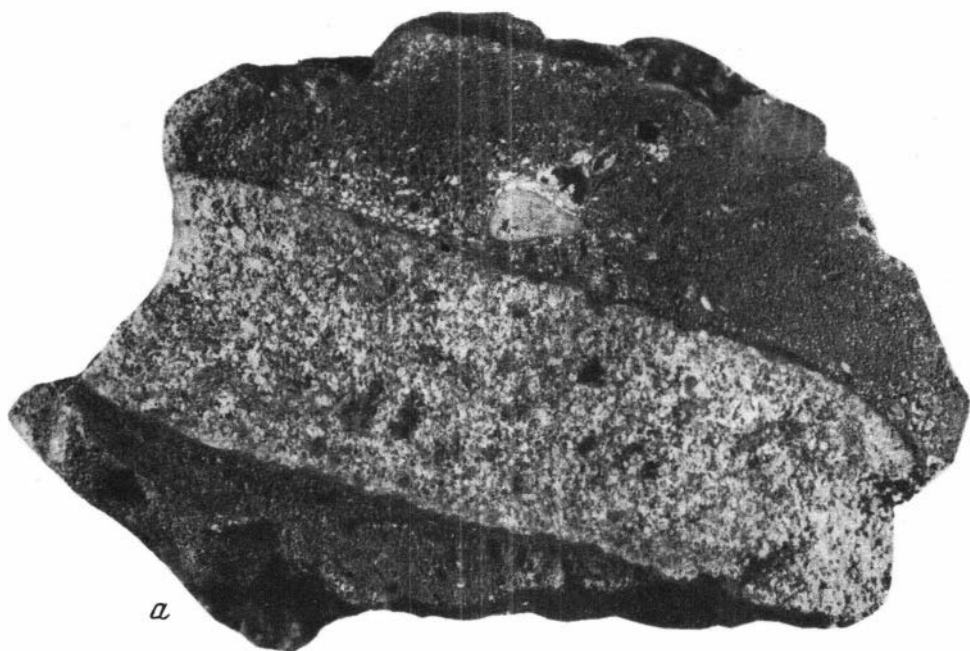
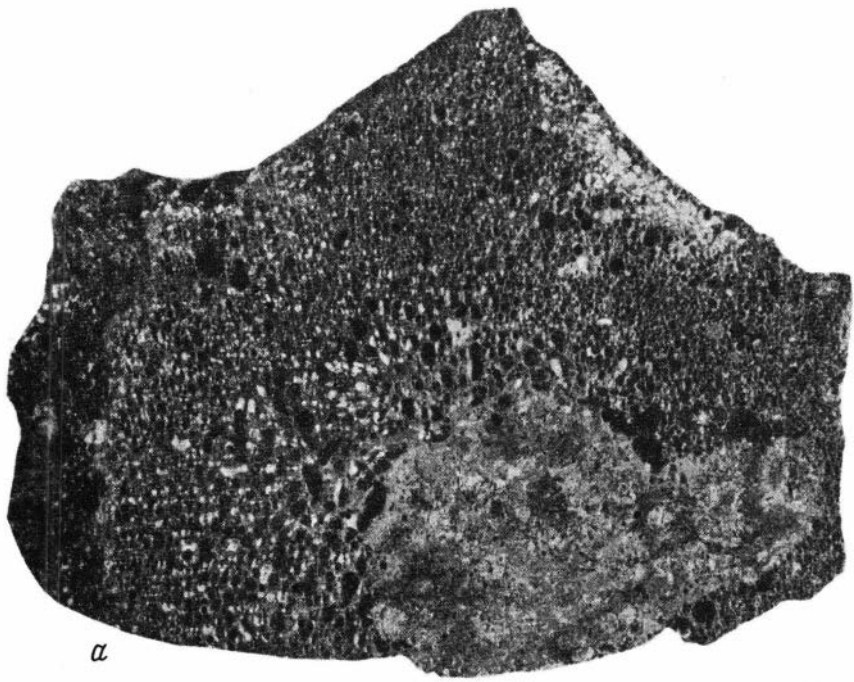


Рис. 30. Морфология шпинель-илменитовых (*a*) и пироксенитовых (*б*) ксенолитов из базальтоидов Монголии. Нат. вел.

ксенолитов и на форму сохранности последних. Границы ксенолитов резкие, часты скопления ориентированных, параллельных контакту пустот в базальтах (рис. 31; см. также рис. 29).

Размеры включений различны – от 1–2 до 30–40 см. Наиболее крупные нодулы встречаются только в пирокластических породах. Наблюдается также дифференцированность размеров включений в зависимости от их состава. В



a



b

Рис. 31. Скопления пустот в эндоконтактной зоне вмещающих базальтов.
Нат. вел.

a, б - разные образцы

частности, черные пироксенитовые включения редко достигают величины более 5 см. Наиболее крупными оказываются включения шпичелевых лерцолитов.

Состав вмещающих ксенолиты базальтов варьирует в широком диапазоне как в натриевой ассоциации Дариганги, так и особенно в калиевой Централь-

ной Монголии (см. табл. 21). К числу таких пород относятся даже калиевые трахибазальты плато Эриэн-Тологой. Однако наиболее часты и обильны местонахождения глубинных ксенолитов в лейцитовых и нефелиновых базанитах, лейцитовых тефритах и отчасти в гавайитах. Это согласуется с наблюдавшейся всюду закономерностью – предпочтительной связью глубинных ксенолитов с наименее дифференцированными и наиболее недосыщенными SiO_2 расплавами щелочно-базальтоидных магм.

Механизм доставки глубинных ксенолитов на поверхность представляется достаточно сложной проблемой ввиду того, что кристаллические фрагменты ультраосновного мантийного вещества имеют большую плотность, чем транспортирующие их базальты.

Связь включений преимущественно с мало дифференцированными стекловатыми слабопорфировыми базальтоидами в зонах глубинных региональных расколов позволяет предположить сравнительно быстрый подъем магмы к поверхности, особенно в процессе бурной эксплозивной деятельности вулканов, обеспечивающей обильное появление глубинных ксенолитов.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ БАЗАЛЬТОИДАМИ

Подавляющее большинство глубинных ксенолитов характеризуется общими петрографическими особенностями, независимо от вариаций состава образующих их минеральных парагенезисов. Ввиду того, что минералы и химизм ксенолитов охарактеризованы в последующих разделах, в этой части работы мы кратко остановимся на структурно-текстурных особенностях, отражающих историю возникновения пород, их становление и эволюцию в глубинных условиях.

Глубинные ксенолиты ультраосновного и основного состава и различной фациальной принадлежности представлены полнокристаллическими агрегатами от мелко- до крупнозернистых, со средними размерами зерен 0,5–5 мм. Из трех типов структур, обычно описываемых для ультраосновных и пироксенитовых нодулей: магматических, метаморфических и кумулятивных – в глубинных ксенолитах Монголии отмечается явное преобладание первых. Кумулятивные структуры, столь часто упоминаемые в связи с пироксенитовыми и верлитовыми нодулями, нами не обнаружены ни в породах такого типа, ни в иных разновидностях ксенолитов. Метаморфические структуры развиты слабо и наблюдаются главным образом в обогащенных пироксенами ультраосновных, а чаще базитовых породах.

Из магматических структур наиболее распространен и характерен для шпинелевых лерцолитов аллотриоморфнозернистый тип с элементами порфиробластовых структур. В неравномернозернистом агрегате основной массы наблюдаются отдельные порфиробласты энстатита, реже оливина. Они обладают известным идиоморфизмом, в то время как более мелкие выделения их ксеноморфны.

Однако более часто порфиroidные структуры встречаются в существенно пироксеновых ксенолитах: зеленых шпинелевых и гранатовых вебстеритах, а также в черных клинопироксенитах, вебстеритах, верлитах. На фоне аллотриоморфнозернистого агрегата с намечающимся идиоморфизмом некоторых удлиненно таблитчатых кристаллов пироксена выделяются крупные (до 2–3 см) порфиroidные выделения пироксена призматического габитуса. В этой роли, как правило, выступает ромбический пироксен, а порфиробласты моноклинного пироксена зафиксированы только в черных клинопироксенитах и характеризуются меньшими размерами (1–1,5 см). Кроме того, клинопироксенитовые и верлитовые ксенолиты нередко обнаруживают тип структур, приближающихся к гипидиоморфнозернистым благодаря преобладанию призматических зерен авгита без определенной ориентировки.

Типичных метаморфических структур на наблюдалось, однако отмечаются некоторые элементы метаморфических структур, возникших как реакция на бо-

лее позднее термодинамическое воздействие. К числу этих признаков относится появление в ксенолитах шпинелевых лерцолитов и зеленых вебстеритов агрегатов с преобладающей ориентировкой удлиненных зерен, наличие порфиробласт пироксена и грануляция оливиновых зерен.

Нередко отмечается трещиноватость, возникающая, по-видимому, в процессе катаклаза невысокой степени. Характерно, что системы субпараллельных трещин в глубинных ксенолитах имеют добазальтовый возраст, во вмещающие породы не продолжают и залечены, как правило, мелкокристаллическим агрегатом гранулированных зерен вторичного, нередко ожелезненного оливина.

Для многих типов глубинных ксенолитов характерно такситовое сложение, которое выражается в неравномерном распределении некоторых минералов основной массы пород. Как правило, это минералы, присутствующие в подчиненном количестве: хромовый субкальциевый авгит в шпинелевых лерцолитах и зеленых вебстеритах, пироп в гранатосодержащих ксенолитах. Исключение представляют гранатовые вебстериты, в которых количество граната выше, чем в других разновидностях, и он распределен более равномерно. В магнезиальных и железисто-магнезиальных эклогитах наблюдаются гнездообразные скопления гранатовых зерен.

Как проявления более высокой степени таксичности встречаются пятнистые лерцолиты, в которых оливин, ортопироксен и необычный для лерцолитов более темный, почти черный, а не изумрудно-зеленый клинопироксен образуют неправильной формы мономинеральные участки. Визуально это воспринимается как пестроокрашенный образец с незакономерно чередующимися "пятнами" светло-зеленого, более темного желтовато-зеленого и почти черного цвета. Пятнистость связана с гнездообразными существенно мономинеральными скоплениями составляющих лерцолит кристаллических разноокрашенных фаз.

Текстура пород массивная, однако нередко в ксенолитах сложного состава наблюдаются полосчатые текстуры, возникновение которых связано с чередованием лерцолитов, вебстеритов и эклогитов. Они наблюдаются в шпинель- и гранатосодержащих ксенолитах. Отдельные редкие примеры отмечены и в черных ксенолитах, однако здесь это скорее напоминает тонкие (не более 0,5 см) и субмикроскопические сегрегационные полосы, обогащенные попеременно орто- и клинопироксеном и имеющие нечеткие контакты. Отчасти эта особенность напоминает минералогическое расслоение кумулятивных тел. Это, пожалуй, единственный признак, который можно привлечь в пользу кумулятивной гипотезы. В зеленых ксенолитах сложного состава мощность слоев, отвечающих отдельным разновидностям ультрабазитов и базитов, колеблется от 2–3 до 6 см. Они контактируют по резким ровным границам и нередко имеют выклинивающийся линзовидный характер в пределах одного фрагмента глубинного вещества.

Модальный состав глубинных ксенолитов варьирует в широких пределах, обуславливая существование всех переходных разновидностей между лерцолитами, гарцбургитами, вебстеритами зеленой серии ксенолитов и между верлитами и клинопироксенитами черной ассоциации нодулей. Лерцолиты характеризуются весьма переменчивым содержанием оливина: от небольших количеств (20–30%) до обогащенных этим минералом (60%) разновидностей. Однако наиболее часто встречающиеся экстремальные разновидности отдельных типов ксенолитов характеризуются следующими количественно-минералогическими особенностями.

Шпинелевые и гранатовые лерцолиты отличаются умеренными (40–50%) содержаниями оливина, приближающимися к этим цифрам концентрациями ортопироксена и всегда подчиненным количеством (10–15%) клинопироксена и граната. Шпинель присутствует в качестве аксессуарной примеси.

В гарцбургитах и зеленых магнезиальных вебстеритах всегда количественно преобладает энстатит. В верлитах и черных вебстеритах, напротив, наблюдается преимущественное обогащение авгитом, что, в частности, обуславливает темный цвет этих ксенолитов. Эклогиты двух типов: зеленые магнезиальные и черные железисто-магнезиальные также характеризуются количественным преобладанием клинопироксена.

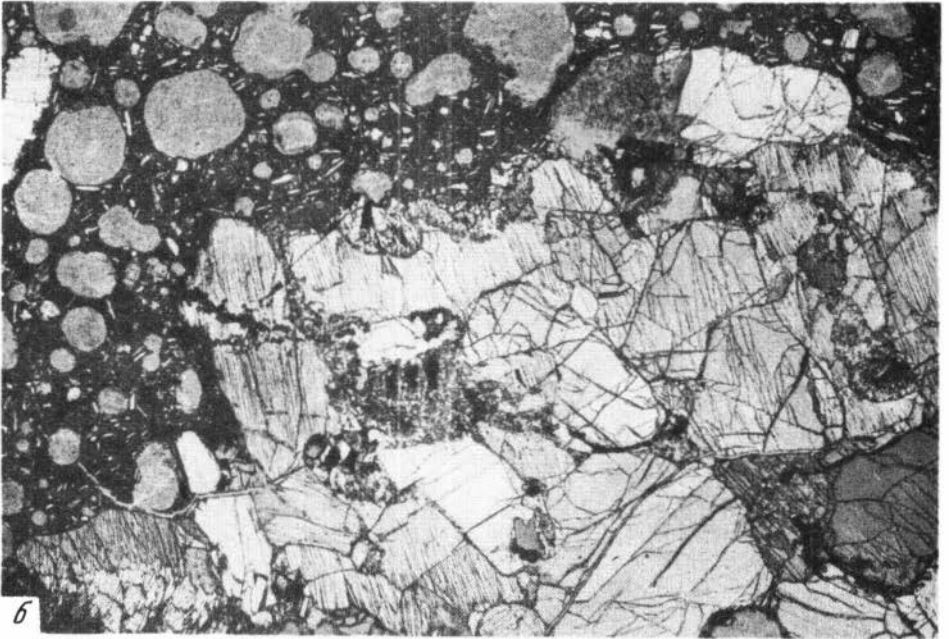
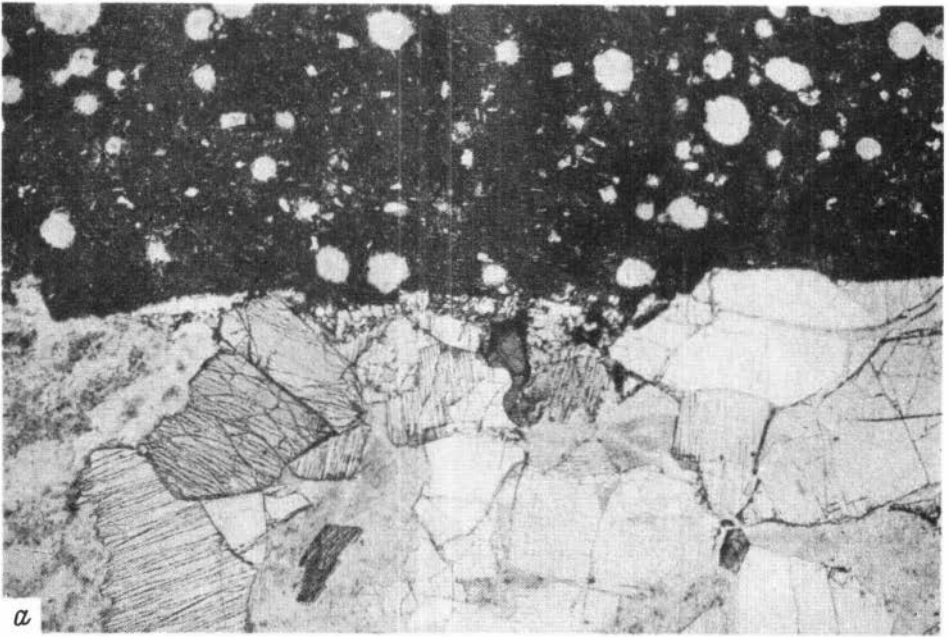


Рис. 32. Реакционные явления на границе глубинных ксенолитов с вмещающей лавой. Николи +, $\times 40$

a - шпинелевый лерцолит; *б* - шпинелевый вебстерит

Взаимоотношения с вмещающими базальтами монгольских глубинных ксенолитов отличаются известным своеобразием. Деформации, часто отмечаемые в ультраосновных нодулях щелочно-базальтовых ассоциаций (White, 1966; и др.), кимберлитов и кимберлитоподобных брекчий (Helmstaedt e. a., 1972; Соболев, Похиленко, 1975; Владимиров и др., 1976; и др.), для них не характерны. Ориентировка зерен, деформации кристаллов и волнистое погасание в оливинах наблюдаются относительно редко. Такими же редкими являются петлеобразная полосчатость в ортопироксенах, двойникование оливинов и базальтовые

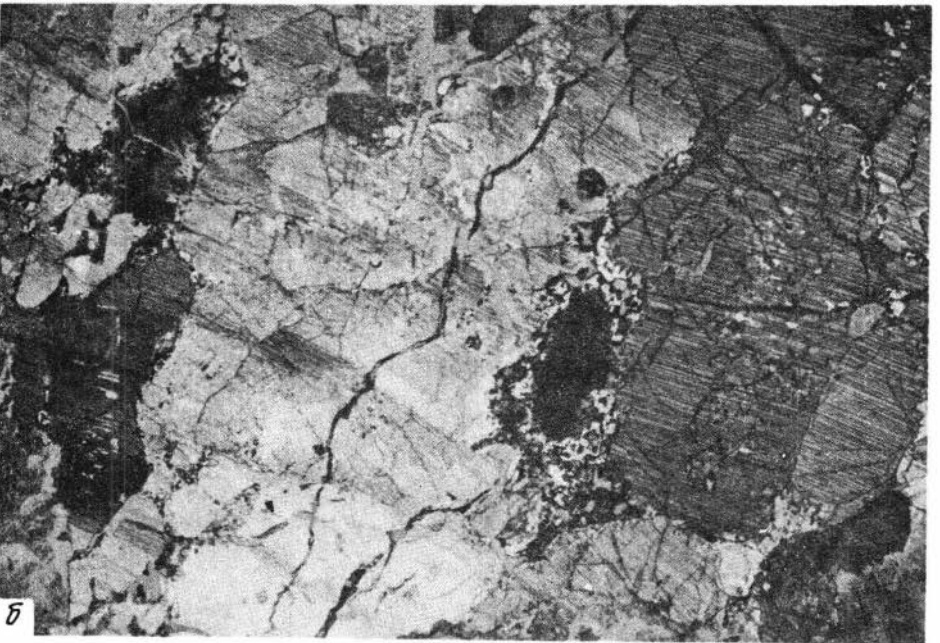


Рис. 33. Реакционные явления внутри глубинных ксенолитов шпинель–лерцолитового (а) и пироксенитового (б) состава. Николи +, $\times 34$

прожилки, пропитывающие основную массу гипербазитовых включений в других регионах.

Однако почти все исследованные в данной работе образцы несут следы температурного воздействия вмещающих базальтов в виде перекристаллизации минералов и участков породы, появления регенерационных кайм на отдельных минералах и по периферии включения в целом, явлений раскристаллизации, плавления и распада пироксенов. Эти признаки неравновесного состояния между ультраосновными включениями и вмещающими базальтами фиксируются не только для лерцолитовых нодулей, но и для черных клинопироксенитовых включений.

На границе включений с вмещающей базальтовой массой образуется тонкая (доли миллиметра) сплошная или прерывистая кайма, утолщенная в микрозальбандах (рис. 32). Она сложена обычно криптокристаллической массой с обильными выделениями мельчайших ксеноморфных и изометрических зерен вторичного оливина. На пограничных кристаллах энстатита это стекловатый базис с тонкозернистым агрегатом вторичного оливина. Разложение ортопироксена — явление, типичное для ультраосновных нодулей, описано многими исследователями (Ernst, 1936; Vilminot, 1964; Кутолин, Фролова, 1972; и др.). По общему мнению, оно связано с инконгруэнтным плавлением ортопироксена под температурным воздействием вмещающей базальтовой магмы. Подобные криптокристаллические, существенно оливиновые со стеклом агрегаты наблюдаются нередко и внутри включения как материал, замещающий мелкие интерстиционные зерна пироксенов или как пленка на границе ортопироксенов с первичным оливином (рис. 33).

Признаки плавления отмечаются и для кристаллов клинопироксена, особенно в лерцолитовых нодулях. Хромовый субкальциевый авгит лерцолитов иногда пропитан мельчайшими, ориентированными в определенных направлениях пузырьками стекла, благодаря чему он имеет сетчатый, "запятнанный" или изрешеченный вид со сложным внутренним рисунком в расположении стекловатых выделений (см. рис. 33). Как уже отмечал Уайт (White, 1966), это явление встречается в любом месте включения, в отличие от плавления ортопироксена, фиксируемого обычно на его границах.

Неустойчивой оказывается и шпинель, часто превращенная в тонкозернистый пористый непрозрачный агрегат или скелетный кристалл. Даже оливин, который, по мнению многих исследователей (Кутолини и др., 1976; и др.), наиболее стоек по отношению к контактово-метаморфическому воздействию базальтов и подвержен лишь механическим деформациям, в монгольских ультраосновных включениях подвергается перекристаллизации с образованием тонкозернистых гранулированных зон по периферии или обрастает зубчатой регенерационной каймой вторичного оливина.

В сравнении с материалом многочисленных публикаций признаки магматических или контактово-метаморфических изменений в ультраосновных и базитовых включениях Монголии распространены более широко, чем на Гавайских островах, в Калифорнии, на плато Колорадо и в других местах. Различие выражается в следующем. В указанных районах фиксируются чаще деформационные явления, приводящие к изменению структурных и текстурных особенностей гипербазитов и базитов, которые, таким образом, считаются фрагментами перекристаллизованных пород. Хелмстад и его коллеги (Helmstaedt et al., 1972), проводившие детальные структурно-петрографические исследования, считают, что эти преобразования твердых интрузий мантийного материала, скорее всего, происходили в коровых условиях.

Монгольские ультраосновные включения в основном несут следы температурного воздействия вмещающих базальтовых расплавов, а те деформации, которые в них наблюдаются, связаны с более ранним, "добазальтовым" этапом их существования. Такова система субпараллельных трещин, не выходящих за пределы включения во вмещающие базальты. Под микроскопом она отмечена зонами грануляции и перекристаллизации минералов или заполнена криптокристаллическим агрегатом с обильными круглыми и ксеноморфными мельчайшими зернами оливина.

По материалам этих исследований, а также по данным петрохимического изучения вмещающих лав можно предположить, что промежуточный этап пребывания мантийных расплавов с глубинными ксенолитами в коровых условиях не играл существенной роли в эволюции внутриконтинентальных щелочных магм Центрально-Азиатской провинции.

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ НАТРИЕВОЙ АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ (ДАРИГАНГА)

В пределах базальтового плато Дариганга глубинные ксенолиты распространены широко, однако наибольшее число местонахождений сосредоточено в южной половине этого вулканического ареала, где развиты продукты извержений самых молодых вулканов (рис. 34). В северной, более древней части плато находки глубинных ксенолитов единичны. Большинство ксенолитов связано с продуктами одноактных эксплозий, которые образуют многочисленные вулканические конусы, венчающие лавовое плато. Чаще всего это спекшиеся вулканические бомбы разных размеров, которые в виде агглютинативных накоплений составляют основной материал наземных вулканических построек Дариганги. Крупные (до 1 м) бомбы заключают в себе по нескольку фрагментов глубинного вещества небольших размеров. Более мелкие бомбы обычно имеют один большой ксенолит в ядре, который окружен иногда базальтовой корочкой (см. рис. 28).

Таковы ультраосновные бомбы базанитового вулкана Сальхитын-Ула, глубинные ксенолиты в агглютинативных конусах недалеко от вулкана Дзун-Нэрэтэ, в базанитовых агглютинатах вулкана Хадат-Шантын и безымянных конусов, расположенных к востоку от вулканической постройки Барун-Яргойты-Ула, а также в агглютинатах нефелиновых муджиеритов вулкана Гангын-Цаган.

Лавовые вулканические конусы, к числу которых относится и самый высокий вулкан Дариганги - Шилин-Богдо, также содержат глубинные ксенолиты. Кроме того, их вместилищем оказались базанитовый вулкан Хурэ-Будун, базанитовые конусы сложной вулканической постройки Барун-Яргойты-Ула, меланефелиниты и нефелиновые муджиериты вулкана Гангын-Цаган.

В лавовом комплексе, образующем стратифицированное плато, глубинные ксенолиты встречаются значительно реже и обнаружены пока только в верхней части платообразного покрова. Таковы: поток нефелиновых гавайитов в 6 км к северу-западу от вулкана Дзун-Нэрэтэ, потоки нефелиновых муджиеритов к юго-западу от вулкана Баин-Цаган и базанитовые штоки в окрестностях конусов Барун-Нэрэтэ-Ула, а также муджиеритовый шлейф вулкана Гангын-Цаган.

Некоторые вулканические центры отличаются тем, что глубинные ксенолиты присутствуют почти во всех фациях пород, связанных с деятельностью вулкана. Так, ксенолиты шпинелевых лерцолитов вулкана Барун-Яргойты-Ула обнаружены в покровных базанитах лавового шлейфа конуса, агглютинатах наземной вулканической постройки и базанитах даек, являющихся подводными каналами данного эруптивного центра.

Далеко не все указанные местонахождения ксенолитов на Дариганге характеризуются обилием и разнообразием их петрографических типов. В большинстве случаев, особенно в лавовых конусах или потоках, количество их невелико, а наиболее распространенным типом пород являются шпинелевые лерцолиты. Отдельные же вулканы, к числу которых относятся в первую очередь Сальхитын-Ула, а затем Хадат-Шантын, Ундур-Хурэтэ и Гангын-Цаган, отличаются сравнительным обилием глубинных ксенолитов, связанных с пирокластическими эксплозиями этих аппаратов. Такие местонахождения характеризуются разнообразием фрагментов мантийного вещества как по типам пород, так и по принадлежности их к различным уровням глубинности. В бомбах вулканическо-

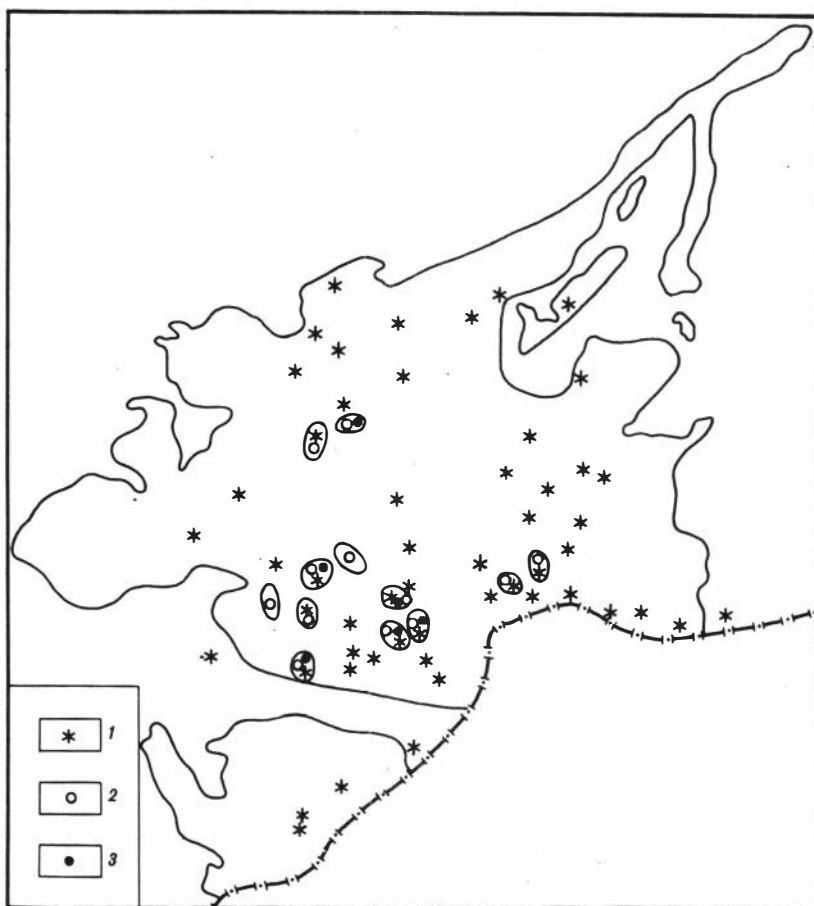


Рис. 34. Распространенность глубинных ксенолитов в натриевых базальтоидах плато Дариганга

1 – наиболее крупные вулканические конусы; 2 – глубинные ксенолиты магнезиального типа; 3 – глубинные ксенолиты железисто-магнезиального типа

го центра Сальхитын-Ула мы обнаружили шпинелевые лерцолиты трех уровней глубинности, связанные с ними магнезиальные вебстериты, верлиты и относительно редко встречающиеся клинопироксениты зеленого цвета, а также разнообразную серию черных железисто-магнезиальных ксенолитов, среди которых установлены верлиты, вебстериты и клинопироксениты. В пирокластических накоплениях конуса Гангын-Цаган встречены шпинелевые лерцолиты и крайне редко попадающиеся ультрамафитовые ксенолиты гарцбургитового типа. Присутствуют также черные пироксенитовые ксенолиты: вебстериты и клинопироксениты.

Отдельные местонахождения характеризуются преимущественным развитием ксенолитов зеленого богатого хромом клинопироксенитового типа или черного богатого титаном клинопироксенитового типа. Крупнейший конус Дариганги – вулкан Шилин-Богдо вынес на поверхность почти исключительно ультрамафическую серию ксенолитов (шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, магнезиальные вебстериты, клинопироксениты).

В то же время вулкан Хадат-Шантын содержит главным образом черные железисто-магнезиальные вебстериты, клинопироксениты и гораздо в меньших количествах шпинелевые лерцолиты.

Изучение петрографии, минералогии и химизма ксенолитов Дариганги показывает, что все исключительное разнообразие петрографических видов пород

Таблица 22

Состав минералов в шпинелевых лерцолитах из натриевой ассоциации щелочных

Состав	Ол + РП + МП + Шп				
	Вулкан Сальхитын-Ула				
	50 ¹ -72				
	Ол	РП	МП	Шп	
SiO ₂	41,17	56,71	52,61	-	
TiO ₂	-	0,06	0,30	0,16	
Al ₂ O ₃	-	3,05	5,71	42,91	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,54	0,93	24,59	
FeO	9,05	5,70	2,13	13,99	
MnO	0,12	0,11	0,07	0,15	
MgO	49,89	34,57	14,38	17,60	
CaO	0,04	0,47	20,67	-	
NiO	Не обн.				
Na ₂ O	-	0,06	2,03	-	
Сумма	100,28	101,26	98,84	99,39	
Si	1,003	1,928	1,922	-	
Ti	-	0,001	0,008	0,003	
Al ^{IV}	-	0,072	0,078	1,411	
Al ^{VI}	-	0,050	0,168		
Cr	-	0,014	0,027	0,543	
Fe ²⁺	0,186	0,162	0,065	0,326	
Mn	-	0,003	0,002	0,003	
Mg	1,809	1,752	0,783	0,732	
Ca	-	0,017	0,809	-	
Na	-	0,004	0,144	-	
Сумма	2,998	4,004	4,006	3,020	
ΣFe/(ΣFe+Mg), ат. %	9,32	8,46	7,66	30,81	
Ca/(Ca+Mg), ат. %	-	0,96	50,81	-	
Cr/(Cr+Al), ат. %	-	10,29	9,89	27,79	
Ca	-	0,88	48,82	-	
Mg	-	90,73	47,25	-	
Fe	-	8,59	3,92	-	

отвечает трем минеральным парагенезисам: I - лерцолитовому (Ол+РП+МП + Шп), II - вебстеритовому (РП+МП+Шп), III - верлитовому (Ол+МП+Шп). Кроме того, выделяется относительно многочисленная группа мономинеральных клинопироксенитовых пород. Для выделенных парагенезисов установлены следующие общие особенности. Количественные соотношения минералов в них широко варьируют, благодаря чему, например, один и тот же лерцолитовый парагенезис обнаруживается, кроме лерцолитов, в гарцбургитах, верлитах, вебсте-

Ол + РП + МП + Шп						
Вулкан Сальхитын-Ула						
50 ³ -72				50 ⁹ -72		
Ол	РП	МП	Шп	Ол	РП	
41,87	56,41	52,99	0,06	40,63	54,37	
-	0,06	0,34	0,08	-	0,14	
-	2,65	5,73	49,87	-	3,69	
-	0,36	0,86	24,77	-	0,27	
8,99	6,04	2,31	8,09	10,70	7,29	
0,07	0,11	0,05	0,11	0,11	0,10	
50,48	33,60	14,61	15,42	49,09	32,44	
-	0,41	21,01	-	-	0,47	
0,19				0,15		
-	0,09	1,89	-		0,04	
101,41	99,74	99,79	98,40	100,54	98,83	
1,005	1,948	1,918	0,023	0,994	1,909	
-	0,002	0,009	0,002	-	0,004	
-	0,052	0,082	1,501	-	0,091	
-	0,056	0,162		-	0,061	
-	0,010	0,024	0,530	-	0,008	
0,181	0,174	0,070	0,184	0,219	0,214	
0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	
1,807	1,729	0,789	0,621	1,0790	1,698	
-	0,015	0,815	-	-	0,018	
-	0,006	0,133	-	-	0,003	
2,994	3,995	4,004	2,933	3,006	4,008	
9,10	9,14	8,15	22,86	10,90	11,19	
-	0,86	50,81	-	-	1,05	
-	8,32	9,82	24,99	-	5,00	
-	0,78	48,69	-	-	0,93	
-	90,15	47,13	-	-	87,97	
-	9,07	4,18	-	-	11,08	

ритах и даже клинопироксенитах. Соответственно один и тот же петрографический вид может отвечать разным минеральным ассоциациям. Например, есть клинопироксениты мономинеральные, а также с лерцолитовым и верлитовым парагенезисами. Почти во всех парагенезисах присутствует шпинель, за исключением верлитовой ассоциации, которая может быть и двуминеральной. Пироксеновые пары выделенных парагенезисов характеризуются выдержанным преобладанием ромбического пироксена над моноклинным.

Таблица 22 (продолжение)

Состав	Ол + РП + МП + Шп				
	Вулкан Сальхитын-Ула				
	50 ⁹ -72		50 ⁸ -72		
	МП	Шп	Ол	РП	
SiO ₂	52,48	0,11	41,10	56,15	
TiO ₂	0,40	0,14	-	0,07	
Al ₂ O ₃	5,22	53,26	-	4,04	
Cr ₂ O ₃	0,65	10,96	-	0,31	
FeO	3,21	16,90	9,74	6,15	
MnO	0,07	0,13	0,07	0,11	
MgO	14,67	18,95	48,99	34,01	
CaO	22,45	-	0,04	0,44	
NiO			Не обн.		
Na ₂ O	1,22	-	-	0,07	
Сумма	100,38	100,46	99,96	101,36	
Si	1,904	0,003	1,006	1,910	
Ti	0,011	0,003	-	0,002	
Al ^{IV}	0,096	1,673	-	0,090	
Al ^{VI}	0,127		-	0,072	
Cr	0,019	0,231	-	0,008	
Fe ²⁺	0,097	0,377	0,199	0,175	
Mn	0,002	0,003	0,001	0,003	
Mg	0,793	0,753	1,787	1,794	
Ca	0,872	-	0,001	0,016	
Na	0,086	-	-	0,004	
Сумма	4,007	3,042	2,995	4,005	
ΣFe/(ΣFe+Mg), ат. %	10,89	33,36	10,02	8,88	
Ca/(Ca+Mg), ат. %	52,37	-	-	0,88	
Cr/(Cr+Al), ат. %	4,92	12,13	-	4,75	
Ca	49,48	-	-	0,83	
Mg	44,80	-	-	90,02	
Fe	5,51	-	-	9,14	

ШПИНЕЛЬ-ЛЕРЦОЛИТОВЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС

Модальный состав ксенолитов лерцолитового парагенезиса испытывает значительные количественно-минералогические вариации, которые обуславливают существование самых различных пород ультрамафитовой группы. Господствуют шпинелевые лерцолиты; реже, но достаточно часто встречаются вебстериты; гарцбургиты и верлиты представлены единичными разновидностями. Все перечисленные породы относятся к зеленой серии ксенолитов и представляют рез-

Ол + РП + МП + Шп

Вулкан Сальхитын-Ула

50 ⁸ -72		50-72			
МП	Шп	Ол	РП	МП	Шп
51,98	-	41,24	55,12	52,20	0,10
0,34	0,10	-	0,07	0,40	0,07
5,86	58,19	-	4,09	6,30	58,25
0,75	9,20	-	0,26	0,72	9,25
2,40	11,18	9,50	6,00	2,44	11,71
0,08	0,10	0,09	0,04	0,61	0,10
12,00	19,36	49,30	33,60	14,44	19,57
20,83	-	0,07	0,49	21,26	-
		Не обн.			
1,86	-	-	0,06	1,89	-
96,12	98,14	100,21	99,74	99,71	99,36
1,951	-	1,005	1,905	1,896	0,003
0,009	0,002	-	0,002	0,011	0,001
0,049	1,802	-	0,095	0,104	1,785
0,211		-	0,073	0,165	
0,022	0,191	-	0,007	0,021	0,190
0,075	0,246	0,194	0,173	0,074	0,255
0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002
0,671	0,758	1,791	1,731	0,781	0,771
0,838	-	0,002	0,018	0,827	-
0,136	-	-	0,004	0,133	-
3,996	3,001	2,994	4,008	4,014	3,008
10,05	24,50	9,77	9,32	8,65	24,85
55,53	-	-	1,03	51,43	-
7,80	9,58	-	4,00	7,24	9,62
52,90	-	-	0,93	49,17	-
42,36	-	-	90,06	46,43	-
4,73	-	-	9,00	4,40	-

кий контраст с клинопироксенитами этого же парагенезиса, окрашенными в черный цвет. Это, видимо, редкие и своеобразные породы, состоящие из черного авгита и акцессорной примеси Ол, РП и Шп.

Все ксенолиты данного парагенезиса – средне- и крупнозернистые породы. В некоторых экземплярах наблюдается ожелезнение оливина, реже – ортопироксена. Лерцолиты представляют собой самую неоднородную группу по текстурно-структурным особенностям, составу минеральных фаз и количественному соотношению минералов. Наряду с образцами, в которых минералы рас-

Таблица 22 (продолжение)

Состав	Ол + РП + МП + Шп					
	Вулкан Сальхитын-Ула			Вулкан Хэрэ-Будун		
	76-72			75-72		
	Ол	РП	МП	Ол	РП	Шп
SiO ₂	41,63	55,73	51,95	42,07	55,98	
TiO ₂	-	0,09	0,40	-	0,11	
Al ₂ O ₃	-	3,18	6,30	-	3,17	
Cr ₂ O ₃	-	0,16	1,12	-	0,39	
FeO	8,86	7,19	2,10	8,82	5,90	
MgO	0,08	33,24	14,51	49,97	34,10	
MnO	50,34	0,12	0,07	0,10	0,08	
CaO	-	0,34	21,81	-	0,66	
NiO	0,21	-	-	0,25		
Na ₂ O	-	0,07	1,94	-	0,05	
Сумма	100,91	100,12	100,20	100,96	100,46	
Si	1,004	1,927	1,882	1,013	1,922	
Ti	-	0,002	0,011	-	0,003	
Al ^{IV}	-	0,073	0,118	-	0,078	
Al ^{VI}	-	0,056	0,151	-	0,050	
Cr	-	0,004	0,032	-	0,011	
Fe ²⁺	0,179	0,208	0,064	0,177	0,169	
Mn	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	
Mg	1,810	1,713	0,783	1,794	1,745	
Ca	-	0,013	0,846	-	0,024	
Na	-	0,004	0,136	-	0,003	
Сумма	2,995	4,005	4,025	2,987	4,008	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, ат. %	9,00	10,83	7,56	8,98	8,83	
Ca / (Ca + Mg), ат. %	-	0,075	51,93	-	1,36	
Cr / (Cr + Al), ат. %	-	3,00	10,65	-	7,91	
Ca	-	0,67	49,97	-	1,24	
Mg	-	88,57	46,24	-	90,04	
Fe	-	10,76	3,78	-	8,72	

пределены равномерно, встречаются такситовые ксенолиты с гнездообразными скоплениями Ол, РП. В отличие от такситовых лерцолитов из калиевых базальтоидов Хангая, в них отсутствуют резкие границы между равноминеральными разноокрашенными участками, а в целом породы имеют пятнистый облик. Вебстериты - более однородная во всех отношениях группа пород. Состав минералов, особенно пироксенов, в данном лерцолитовом парагенезисе колеблется в широком диапазоне. Эти вариации не обнаруживают какой-либо связи с текстурными неоднородностями или количественно-минералогическими колебаниями.

Ол + РП + МП + Шп

Вулкан Хэрэ-Будун		Вулкан Ундур-Хурэтэ			
75-72		87-72			
МП	Шп	Ол	РП	МП	Шп
53,09	-	41,92	55,74	52,39	00,09
0,00	-	-	0,09	0,22	0,12
5,89	53,70	-	4,21	4,68	46,66
1,00	14,2δ	-	0,36	1,12	17,69
2,48	11,47	8,22	6,00	2,23	16,60
14,58	19,58	50,29	33,50	14,75	18,56
Не опр.	Не опр.	0,07	Не опр.	0,09	0,14
20,51	-	-	0,46	22,07	-
		0,28			
1,50	-	-	0,90	1,71	-
99,35	99,01	100,50	100,45	99,28	99,86
1,929	-	1,012	1,911	1,917	0,002
-	-	-	0,002	0,006	0,002
0,071	1,681	-	0,089	0,089	1,512
0,182		-	0,081	0,119	
0,030	0,300	-	0,010	0,032	0,385
0,074	0,255	0,166	0,172	0,068	0,382
-	-	0,001	-	0,003	0,003
0,790	0,773	1,809	1,712	0,805	0,761
0,799	-	-	0,017	0,865	-
0,105	-	-	0,006	0,122	-
3,980	3,009	2,988	4,000	4,020	3,047
8,56	24,81	8,40	9,13	7,79	33,42
50,28			0,98	51,79	
10,60	15,14		5,03	13,79	20,29
48,04			0,89	49,76	
47,50			90,05	46,31	
4,45			9,05	3,91	

Оливин данного парагенезиса в известном смысле необычен. Эмпирически установлена устойчивая стабильность состава магнезильного оливина в лерцолитовом парагенезисе разных фаций и таким образом неинформативность его в качестве индикатора $P-T$ условий минералообразования. В данном случае, напротив, наблюдается определенный диапазон вполне закономерных изменений главного параметра состава - железистости оливина (табл. 22). Наряду с оливином лерцолитов и вебстеритов, железистость которого варьирует в очень узких границах (9,3-10,0%), наблюдаются более магнезильные с $f = 8,0-$

Таблица 22 (продолжение)

Состав	Ол + РП + МП + Шп				
	Вулкан Ундур-Хурэтэ	Вулкан Шилин-Богдо			
	87 ¹ -72	18-72			
	Ол	Ол	РП	МП	Шп
SiO ₂	41,47	41,29	56,78	52,29	0,09
TiO ₂	-	-	0,04	0,40	0,13
Al ₂ O ₃	-	-	2,96	6,19	53,21
Cr ₂ O ₃	-	-	0,44	0,93	13,95
FeO	9,65	8,66	5,94	2,18	11,65
MgO	49,30	50,15	34,01	14,54	19,99
MnO	0,10	0,09	0,07	0,08	0,10
CaO	-	-	0,46	21,50	-
NiO	0,23	0,24	-	-	-
Na ₂ O	-	-	0,03	2,01	-
Сумма	100,52	100,10	100,73	100,12	99,14
Si	1,008	1,003	1,940	1,892	0,002
Ti	-	-	0,001	0,011	0,003
Al ^{IV}	-	-	0,060	0,108	1,665
Al ^{VI}	-	-	0,059	0,156	
Cr	-	-	0,012	0,027	0,293
Fe ²⁺	0,196	0,176	0,170	0,067	0,259
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	1,786	1,816	1,732	0,784	0,791
Ca	-	-	0,017	0,833	-
Na	-	-	0,002	0,141	-
Сумма	2,992	2,997	3,994	4,021	3,016
ΣFe/(ΣFe+Mg), ат. %	9,88	8,83	8,94	7,87	24,67
Ca/(Ca+Mg), ат. %			0,97	51,51	
Cr/(Cr+Al), ат. %			9,16	9,28	14,96
Ca			0,89	49,46	
Mg			90,25	46,55	
Fe			8,86	1,75	

8,8% оливина (лерцолиты вулкана Шилин-Богдо) и значительно более железистые ($f = 21,5; 19,1$ и $21,1\%$). Колебания железистости в оливинах сопряжены с изменением состава сосуществующих пироксенов: кальциевости в клинопироксене и алюминиевой составляющей в энстатите, а также хромистости шпинелей.

При наличии близкого валового химизма ксенолитов лерцолитового парагенезиса эти вариации состава оливина и других минеральных фаз данного равновесия можно рассматривать как реакцию на изменение $P-T$ условий.

Ол + РП + МП + Шп

Вулкан Хадат-Шантын			Лавовый шлейф вулкана Гангын-Цаган		
98 ² -72			13-72		
Ол	РП	МП	Ол	РП	МП
41,98	55,56	51,40	41,63	55,20	52,20
-	0,08	0,58	-	0,18	0,61
-	3,66	5,85	-	4,37	6,16
-	0,32	0,79	-	0,51	0,99
8,89	5,82	2,71	9,31	6,24	3,18
50,26	33,68	14,39	49,04	33,02	14,97
0,10	0,08	0,06	0,10	0,10	0,09
-	0,44	21,65	-	0,89	19,19
0,31			0,25		
-	0,05	1,82	-	0,16	1,91
101,24	99,71	99,26	100,08	100,67	99,32
1,009	1,918	1,884	1,014	1,896	1,900
-	0,002	0,016	-	0,005	0,017
-	0,082	0,116	-	0,104	0,100
-	0,067	0,137	-	0,073	0,164
-	0,009	0,023	-	0,014	0,028
0,179	0,168	0,083	0,190	0,179	0,097
0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003
1,801	1,733	0,786	1,780	1,691	0,812
-	0,016	0,850	-	0,033	0,748
-	0,004	0,129	-	0,011	0,135
2,991	4,002	4,027	2,986	4,009	4,004
9,04	8,84	9,55	9,64	9,57	10,67
	0,91	51,95		1,91	47,95
	5,70	8,33		7,33	9,60
	0,83	49,44		2,00	45,14
	90,40	45,12		88,80	49,00
	8,77	4,83		9,4	5,85

Ортопироксены лерцолитового парагенезиса в ксенолитах Дариганги также обнаруживают колебания состава, наиболее четко отраженные в изменении железистости и глиноземистости (табл. 23, 24; см. также табл. 22). Показательны также вариации содержаний Sr-компонента и отношения Ca/(Ca+Mg). Среди них устанавливаются три разновидности согласно классификации Н.Л. Добрецова с соавторами (1971). Для вебстеритов и гарибургитов характерны алумозенстатиты; в шпинелевых лерцолитах, кроме того, отмечаются малоглиноземистые магниальные ортопироксены — энстатиты и более железис-

Таблица 22 (продолжение)

Состав	Ол + РП + МП + Шп			
	Вулкан Барун-Яргойты-Ула			Вулкан Бар Нэрэтэ-Ула
	163-70			214а-70
	Ол	РП	МП	Ол
SiO ₂	41,60	55,40	51,50	41,50
TiO ₂	Не обн.	0,28	0,62	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,44	3,93	6,73	0,56
Cr ₂ O ₃	Следы	0,25	Не обн.	Следы
Fe ₂ O ₃	0,47	Не обн.	1,13	1,67
FeO	8,90	7,74	2,09	7,20
MnO	0,25	0,17	0,10	0,18
MgO	46,61	31,00	14,45	47,10
CaO	Не обн.	0,36	19,77	Не обн.
NiO	0,35	0,06	Не обн.	0,36
Na ₂ O	0,01	0,12	1,90	0,01
K ₂ O	0,05	0,06	0,11	0,02
H ₂ O	0,98	Не обн.	Не обн.	0,30
Сумма	100,26	99,37	99,50	99,49
Si	1,026	1,935	1,879	1,043
Ti	-	0,008	0,017	-
Al ^{IV}	0,012	0,065	0,121	0,002
Al ^{VI}	-	0,094	0,158	-
Cr	-	0,004	0,022	-
Fe ³⁺	0,009	-	0,031	-
Fe ²⁺	0,184	0,227	0,063	0,151
Mn	0,006	0,006	0,002	0,001
Mg	1,714	1,614	0,787	1,763
Ca	-	0,012	0,772	-
Na	-	0,008	0,136	-
K	0,003	0,004	0,004	-
Ni	0,007	0,002	-	-
Сумма	2,961	3,979	4,002	2,957
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, ат. %	9,69	12,50	10,22	7,89
Ca / (Ca + Mg), ат. %	-	0,74	49,52	-
Cr / (Cr + Al), ат. %	-	2,39	7,07	-
Ca	-	0,65	47,59	-
Mg	-	87,10	48,52	-
Fe	-	12,25	3,88	-

Ол	РП	МП	Ол	РП
41,20	55,50	52,60	41,80	54,70
Не обн.	0,04	0,52	Не обн.	0,50
0,24	4,08	6,46	0,50	3,88
Следы	0,28	0,81	Следы	0,28
0,72	Не обн.	0,53	2,88	Не обн.
8,98	6,35	2,01	6,27	6,42
0,18	0,12	0,10	0,25	0,17
46,78	32,48	14,86	46,94	32,65
Не обн.	0,36	19,77	Не обн.	0,36
0,35	0,10	0,05	0,34	0,09
Следы	0,05	1,80	0,01	0,12
0,06	0,05	0,08	0,02	0,04
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
99,20	99,41	99,59	99,01	99,21
1,023	1,925	1,904	1,023	1,910
-	-	0,013	-	0,012
0,006	0,075	0,096	0,015	0,090
	0,082	0,182		0,069
-	0,008	0,022	-	0,012
0,012	-	0,013	0,053	-
0,186	0,183	0,061	0,128	0,187
0,004	-	-	0,006	0,006
1,729	1,679	0,801	1,711	1,699
-	0,014	0,766	-	0,012
-	0,008	0,128	-	0,008
0,003	0,004	0,002	-	0,004
0,006	0,002	-	0,007	-
2,969	3,980	3,988	2,943	4,009
9,83	9,67	8,04	9,57	10,02
	0,83	48,88		0,70
	4,57	7,33		7,01
	0,75	47,05		0,63
	89,49	49,20		89,51
	9,75	3,75		9,85

Таблица 22 (окончание)

Состав	Ол + РП + МП + Шп			
	Фундамент вулкана Барун-Нэрэ-тэ-Ула		Дайка вулкана Барун-Нэрэ-тэ-Ула	
	21 2-70		21 0-70	
	МП	Шп	Ол	РП
SiO ₂	52,60	6,40	40,30	56,40
TiO ₂	0,90	0,10	Не обн.	0,04
Al ₂ O ₃	6,34	52,80	0,40	4,19
Cr ₂ O ₃	0,83	12,25	Не обн.	0,28
Fe ₂ O ₃	Не обн.	5,72	"	0,90
FeO	2,09	3,87	10,14	5,10
MnO	0,09	0,23	0,21	0,12
MgO	14,45	18,00	46,86	32,16
CaO	20,00	Не обн.	Не обн.	0,36
NiO	0,04	0,18	0,35	0,06
Na ₂ O	1,85	Не обн.	Следы	0,12
K ₂ O	0,06	"	0,03	0,09
H ₂ O	Не обн.	0,55	0,82	Не обн.
Сумма	99,25	99,10	99,11	99,82
Si	1,910	0,164	0,926	1,942
Ti	0,024	0,001	-	-
Al ^{IV}	0,090	1,589	0,013	0,058
Al ^{VI}	0,181			
Cr	0,022	0,248	-	0,004
Fe ³⁺	-	0,217	-	0,025
Fe ²⁺	0,063		0,229	0,147
Mn	0,002	0,005	0,005	0,002
Mg	0,781	0,684	1,885	1,650
Ca	0,779	-	-	0,012
Na	0,131	-	-	0,004
K	0,004	-	-	0,002
Ni	0,002	0,005	-	0,002
Сумма	3,989	2,913	3,058	3,959
ΣFe/(ΣFe+Mg), ат.%	7,46	24,09	10,83	9,34
Ca/(Ca+Mg), ат.%	49,93			0,72
Cr/(Cr+Al), ат.%	7,51	13,50		2,31
Ca	47,99			0,66
Mg	48,12			91,21
Fe	3,88			8,13

Дайка вулкана Барун-Нэрэтэ-Ула

210-70		209-70			
МП	Шп	Ол	РП	МП	Шп
53,10	5,30	41,50	55,20	53,10	7,00
0,60	0,10	Не обн.	0,04	0,42	0,14
6,07	47,30	0,55	3,53	5,05	43,67
0,72	15,16	Следы	0,31	0,83	18,08
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	9,44
3,06	14,50	10,00	6,89	2,40	2,07
0,18	0,07	0,14	0,18	0,12	0,42
14,86	18,35	47,39	31,99	15,92	18,35
19,77	Не обн.	Не обн.	0,36	20,35	Не обн.
0,05	0,24	0,34	0,09	0,06	0,20
1,62	Не обн.	0,01	0,15	1,35	Не обн.
0,10	"	0,05	0,10	0,12	"
Не обн.	"	Не обн.	0,30	Не обн.	"
100,13	100,95	99,98	99,14	99,62	99,37
1,913	0,139	1,015	1,935	1,923	0,184
0,017	0,001	-	-	0,010	0,002
0,087	1,466	0,018	0,065	0,077	1,364
0,173			0,075	0,140	
0,022	0,316	-	0,008	0,021	0,378
-	0,319	-	-	-	0,277
0,093		0,204	0,202	0,071	
0,006	0,001	0,003	0,006	0,002	0,009
0,796	0,719	1,727	1,671	0,857	0,723
0,762	-	-	0,013	0,789	-
0,112	-	-	0,013	0,095	-
0,004	-	0,003	0,004	0,004	-
0,002	0,005	0,007	0,002	0,002	0,005
3,987	2,966	2,977	3,994	3,991	2,942
10,46	30,73	10,56	10,69	7,65	27,70
48,91			0,77	47,93	
7,80	17,73		5,40	8,82	21,70
46,15			0,89	45,95	
48,21			88,60	49,91	
5,63			10,71	4,14	

Таблица 23

Состав минералов в ультраосновных ксенолитах лерцолитового парагенезиса

Состав	Ол + РП + МП + Шп						
	Вулкан Гангын-Цаган						
	Магнезиальный тип						
	Гарибургит				Верлит		
	11-72				50 ⁷ -72		
	РП	Ол	МП	Шп	Ол	МП	Шп
SiO ₂	55,26	41,19	51,16	0,07	39,73	52,90	0,07
TiO ₂	0,11	-	0,60	0,2	-	0,30	0,06
Al ₂ O ₃	3,43	-	5,48	53,49	-	5,81	57,86
Cr ₂ O ₃	0,24	-	0,61	10,32	-	0,63	9,16
FeO	7,38	10,73	3,42	18,18	17,23	2,52	10,48
MnO	0,08	0,09	0,11	0,09	0,14	0,06	0,09
MgO	33,37	48,25	14,16	19,04	41,02	14,47	19,82
CaO	0,44	-	22,11	-	0,04	21,53	-
Na ₂ O	0,04	-	1,44	-	-	2,58	-
NiO	-	0,26	-	-	-	-	-
Сумма	110,37	100,26	99,10	101,42	98,17	100,80	97,55
Si	1,911	1,009	1,886	0,002	1,011	1,905	0,002
Ti	0,003	-	0,016	0,004	-	0,008	0,001
Al ^{IV}	0,089	-	0,114	1,671	-	0,095	1,797
Al ^{VI}	0,051	-	0,124		-	0,142	
Cr	0,007	-	0,018	0,2163	-	0,018	0,191
Fe ²⁺	0,213	0,220	0,105	0,403	0,376	0,076	0,231
Mn	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002
Mg	1,719	1,761	0,778	0,752	1,597	0,777	0,779
Ca	0,016	-	0,873	-	0,001	0,831	-
Na	0,002	-	0,103	-	-	0,180	-
Сумма	4,014	2,991	4,021	3,050	2,988	4,044	3,003
ΣFe/(ΣFe+Mg), ат. %	11,02	11,1	11,89	34,89	19,05	8,90	22,87
Ca/(Ca+Mg), ат. %	0,92	-	52,83	-	-	51,68	-
Cr/(Cr+Al), ат. %	4,76	-	7,03	11,14	-	5,72	9,61
Ca	0,82	-	49,71	-	-	49,34	-
Mg	88,58	-	44,30	-	-	46,14	-
Fe	10,95	-	6,29	-	-	4,51	-

тые разновидности, классифицируемые как алюмобронзиты (рис. 35, 36). Содержание Al₂O₃ колеблется для вебстеритов в более узком интервале (3,5-4,5%), чем для шпинелевых лерцолитов (2-4,5%). Широко меняется концентрация Cr, однако эти изменения никак не коррелируются с колебаниями глинозема (рис. 37). Как показывают диаграммы, отсутствует и корреляция железистости с содержанием Al₂O₃ в энстатитах данного парагенезиса. В свете

Ол + РП + МП + Шп					
Вулкан Сальхитын-Ула					
Железисто-магнезиальный тип					
Клинопироксенит				Верлит	
48-72				1	
МП	Ол	РП	Шп	МП	Ол
50,97	38,60	52,94	0,10	50,45	39,16
1,03	-	0,15	0,39	1,03	-
5,32	-	4,02	54,41	5,63	-
0,26	0,006	0,09	0,80	0,10	-
5,81	17,96	13,50	12,81	5,28	19,07
0,09	0,11	0,19	0,13	0,08	0,14
13,84	41,74	28,27	28,63	13,67	41,49
22,12	0,06	0,52	-	22,09	-
0,86	0,05	0,89	-	-	-
-	-	-	-	-	0,16
100,30	98,48	99,74	97,27	99,23	99,85
1,873	1,000	1,896	0,003	1,869	1,003
0,028	-	0,004	0,008	0,029	-
0,127	-	0,104	1,682	0,131	-
0,103	-	0,065		0,115	-
0,008	-	0,003	-	0,003	-
0,179	0,369	0,404	0,286	0,164	0,408
0,003	0,006	0,006	0,003	0,002	0,003
0,758	1,617	1,509	1,140	0,755	1,583
0,871	-	0,020	-	0,877	-
0,061	-	0,003	-	0,064	-
4,010	2,986	4,015	3,140	4,009	2,997
19,1	18,6	21,1	20,0	17,8	20,5
53,76	-	1,31	-	53,74	-
3,36	-	1,74	-	1,204	-
48,17	-	1,03	-	48,83	-
41,92	-	78,07	-	42,04	-
9,90	-	20,90	-	9,13	-

новых данных (Obata, 1976; Presnall, 1976; Wood, 1976) глиноземистость энстатита может служить индикатором давления только для гранат- и плагиоклаз-лерцолитовых парагенезисов. Тем не менее обращает на себя внимание тот факт, что в данном шпинель-лерцолитовом парагенезисе глиноземистость энстатита, изменяющаяся с изменением *P-T* условий, не зависит от его хромистости и железистости.

Таблица 24

Состав минералов в магнезиальных вебстеритах лерцолитового парагенезиса из

Состав	Ол + РП + МП + Шп					
	3					
	РП	МП	Шп	Ол	РП	
SiO ₂	54,88	52,51	0,067	41,29	57,23	
TiO ₂	0,13	0,56	0,09	-	0,04	
Al ₂ O ₃	4,01	6,24	55,26	-	3,75	
Cr ₂ O ₃	0,32	0,72	12,07	-	0,37	
FeO	6,15	2,23	11,61	9,23	5,96	
MnO	0,11	0,07	0,09	0,11	0,08	
MgO	33,36	14,17	19,93	50,23	34,51	
CaO	0,41	20,94	0,00	-	0,46	
Na ₂ O	0,06	1,86	-	-	0,64	
NiO	-	-	-	0,25	-	
Сумма	99,44	99,32	99,11	100,87	102,48	
Si	1,904	1,909	0,002	0,999	1,922	
Ti	0,003	0,015	0,002	-	0,001	
Al ^{IV}	0,096	0,091	1,716	-	0,078	
Al ^{VI}	0,068	0,176		-	0,070	
Cr	0,009	0,021	0,251	-	0,010	
Fe ²⁺	0,178	0,068	0,256	0,187	0,167	
Mn	0,003	0,002	-	-	0,002	
Mg	1,725	0,768	0,783	-	1,727	
Ca	0,015	0,816	-	-	0,016	
Na	0,004	0,132	-	-	0,004	
Сумма	4,007	3,998	3,012	3,001	3,999	
Fe/(Fe+Mg), ат. %	9,35	8,13	24,64	9,35	8,81	
Ca/(Ca+Mg), ат. %	0,86	51,51	-	-	0,91	
Cr/(Cr+Al), ат. %	5,20	7,29	-	-	5,73	
Ca	0,78	49,59	-	-	0,84	
Mg	89,93	46,48	-	-	90,89	
Fe	9,28	4,12	-	-	8,79	

Величина отношения Ca/(Ca+Mg), также отражающая термодинамические условия формирования, варьирует от 0,72 до 1,60%. В совокупности с колебаниями Al₂O₃ в энстатитах это свидетельствует о том, что даже в пределах одного петрографического вида одного и того же парагенезиса наблюдаются ксенолиты, которые существовали в различной термодинамической обстановке. Не исключено также, что наряду с этим мы встречаемся с разно-

Ол + РП + МП + Шп					
506-72			5010-72		
МП	Шп	Ол	РП	МП	Шп
52,21	0,17	42,17	55,74	52,83	Не обн.
0,46	0,08	-	0,10	0,24	0,12
5,52	56,39	-	4,20	5,83	53,93
0,84	11,01	-	0,21	1,07	14,27
2,28	10,96	9,11	6,09	2,27	11,30
0,05	0,10	0,09	0,10	0,06	0,14
14,63	20,20	50,26	32,96	14,39	19,36
21,25	-	-	0,47	20,72	-
1,65	-	-	0,08	2,05	-
-	-	0,28	-	-	-
98,89	98,93	101,63	99,95	99,45	99,14
1,910	0,004	1,010	1,920	1,919	0,002
0,013	0,002	-	0,003	0,006	0,002
0,090	1,742	-	0,080	0,081	1,685
0,148		-	0,090	0,169	
0,024	0,228	-	0,006	0,031	0,299
0,070	0,240	0,182	0,175	0,069	0,251
0,0016	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003
0,798	0,789	1,794	1,692	0,779	0,765
0,833	-	-	0,017	0,806	-
0,117	-	-	0,005	0,144	-
4,004	3,008	2,989	3,992	4,006	3,005
8,06	23,32	9,21	9,37	8,13	24,71
51,07	-	-	0,99	50,85	-
9,16	-	-	3,41	11,03	-
48,97	-	-	0,90	48,73	-
46,91	-	-	89,91	47,10	-
4,12	-	-	9,29	4,17	-

видностями, аномальный состав которых обусловлен не столько иными $P-T$ условиями, сколько составом среды. В частности, с этим может быть связано появление алюмобронзита в ассоциации с железистым Ол.

Клинопироксены лерцолитового парагенезиса в ксенолитах Дариганги представлены субкальциевыми авгитами и в одном случае субкальциевым диоксидом по классификации Н.Л. Добрецова с соавторами (1971). По желе-

Таблица 24 (окончание)

Состав	Ол + РП + МП + Шп				
	50 ¹⁰ = 72	50 ⁴ = 72			
	Ол	РП	МП	Шп	Ол
SiO ₂	41,23	55,82	52,43	0,07	40,80
TiO ₂	0,03	0,09	0,54	0,10	-
Al ₂ O ₃	-	3,45	5,80	55,86	-
Cr ₂ O ₃	-	0,49	1,05	12,28	0,01
FeO	9,18	5,78	2,39	11,81	9,74
MnO	0,11	0,10	0,05	0,13	0,10
MgO	49,35	33,33	14,46	20,59	49,48
CaO	0,38	0,52	21,23	-	0,06
Na ₂ O	0,02	0,10	1,70	-	0,14
NiO	-	-	-	-	-
Сумма	100,30	99,68	99,65	100,84	100,22
Si	1,007	1,928	1,905	0,002	0,998
Ti	-	0,002	0,014	0,002	-
Al ^{IV}	-	0,072	0,095	1,707	-
Al ^{VI}	-	0,068	0,143		-
Cr	-	0,013	0,030	0,252	-
Fe ²⁺	0,188	0,167	0,072	0,256	0,198
Mn	-	0,003	0,002	0,003	-
Mg	1,798	1,721	0,783	0,796	1,805
Ca	-	0,019	0,826	-	-
Na	-	0,007	0,119	-	-
Сумма	2,993	3,996	4,001	3,017	3,000
Fe ² /(Fe-Mg), ат. %	9,47	8,84	8,42	24,34	9,89
Ca ² /(Ca-Mg), ат. %	-	1,60	51,33	-	-
Cr ² /(Cr-Al), ат. %	-	8,50	10,79	-	-
Ca	-	1,40	49,13	-	-
Mg	-	86,30	46,57	-	-
Fe	-	12,30	4,28	-	-

зистости из них выделяются две группы. Одна образована единичными железистыми малохромистыми авгитами и встречается в черных клинопироксенитах и верлитах лерцолитового парагенезиса ($f = 19\%$). Другая состоит из клинопироксенов с $f = 8-13$, редко $14-15\%$ и характерна для шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов, зеленых вебстеритов и верлитов лерцолитового парагенезиса. Если железистость клинопироксенов колеблется в очень узком ин-

Ол + РП + МП + Шп

50 ² -72		50 ³ -72	50 ⁴ -72	50 ⁵ -72	
МП	Шп	Ол	Ол	Ол	
53,03	0,05	41,58	40,91	41,39	41,87
0,48	0,02	-	-	-	-
5,16	57,79	-	-	-	-
1,26	9,43	0,001	0,02	-	-
1,90	11,06	7,79	9,03	9,45	9,16
0,07	0,10	0,07	0,08	0,09	0,07
14,76	20,18	50,23	50,15	49,36	50,04
21,34	-	0,05	0,05	-	-
1,89	-	-	-	-	-
-	-	-	-	0,26	0,28
99,91	98,65	99,73	100,25	100,29	101,14
1,919	0,001	1,011	0,997	1,007	1,009
0,013	-	-	-	-	-
0,081	1,782	-	-	-	-
0,139		-	-	-	-
0,036	0,195	0,000	-	-	-
0,059	0,242	0,159	0,183	0,193	0,184
0,002	0,002	0,000	-	0,002	0,001
0,796	1,787	0,820	1,823	1,791	1,796
0,828	-	0,000	-	-	-
0,132	-	-	-	-	-
4,005	3,009	2,990	3,000	2,992	2,991
6,9	23,52	8,03	9,12	9,72	9,29
50,98	-	-	-	-	-
14,06	-	-	-	-	-
49,20	-	-	-	-	-
47,30	-	-	-	-	-
3,50	-	-	-	-	-

тервале, то остальные параметры состава (кальциевый компонент, хромовый компонент, Al^{IV} , жадеитовая составляющая) варьируют весьма широко (рис.38-41). Особенно значительно изменяется содержание чермакита в клинопироксенах, причем наибольшие величины (130%) зафиксированы в железистых авгитах из черных ксенолитов. Близкие концентрации Al^{IV} наблюдаются и в моноклиновых пироксенах из некоторых зеленых включений лерцолитового параге-

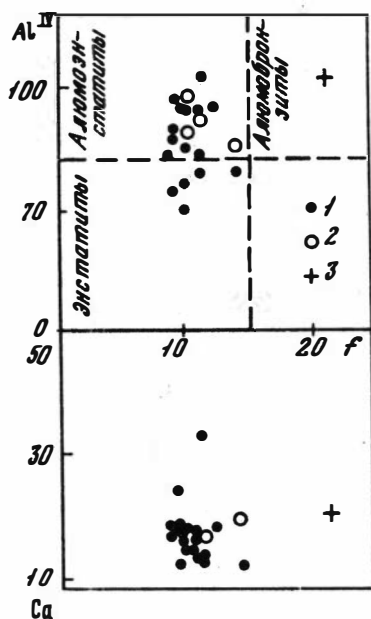


Рис. 35. Содержания Al^{IV} , Ca и железистость ортопироксенов в ксенолитах шпинель-лерцолитового парагенезиса

1 - лерцолиты; 2 - магниальные вебстериты, верлиты; 3 - железисто-магниальные клинопироксениты, верлиты

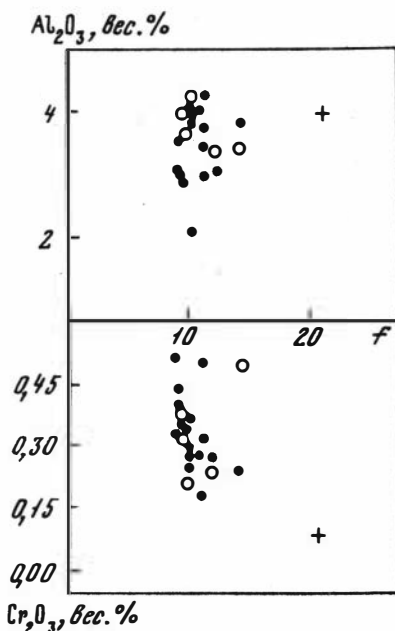


Рис. 36. Содержание Al_2O_3 , Cr_2O_3 (в вес.%) и железистость ортопироксенов в ксенолитах шпинель-лерцолитового парагенезиса

Условные обозначения см. рис. 35

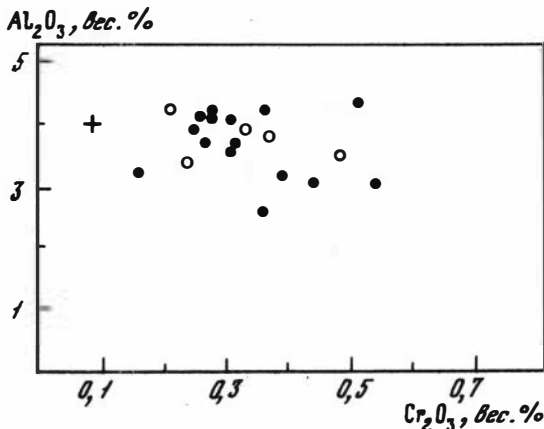


Рис. 37. Отсутствие корреляции Al_2O_3 и Cr_2O_3 в ортопироксенах из ксенолитов шпинель-лерцолитового парагенезиса

Условные обозначения см. рис. 35

незиса, но они образуют ряд составов с постепенно снижающимся содержанием Al^{IV} до весьма низких значений (50%). Также существенно изменяется и кальциевость клинопироксенов лерцолитового парагенезиса (см. рис. 38; табл. 22-24). Варьирует жадеитовая составляющая хромовых субкальциевых авгитов и диопсидов (см. рис. 39). При этом для одних и тех же значений Na большие содержания Al^{VI} отмечены в клинопироксенах из лерцолитов по сравнению с клинопироксенами и вебстеритами. Самые низкие содержания Na и Al^{VI} характерны для малохромистых железистых авгитов.

Один из самых важных параметров - отношение $Ca/(Ca + Mg)$, которое характеризует зависящую от температуры растворимость энстатита в диопсиде - колеблется от 0,55 до 0,48 ат.% и показывает, что ксенолиты шпинель-лерцолитового парагенезиса на Дариганге отвечают различным температурным уровням. Если учесть при этом вариации жадеитового компонента в клинопироксенах, особенно Al^{VI} и хромистости, то можно сделать вывод, что пирок-

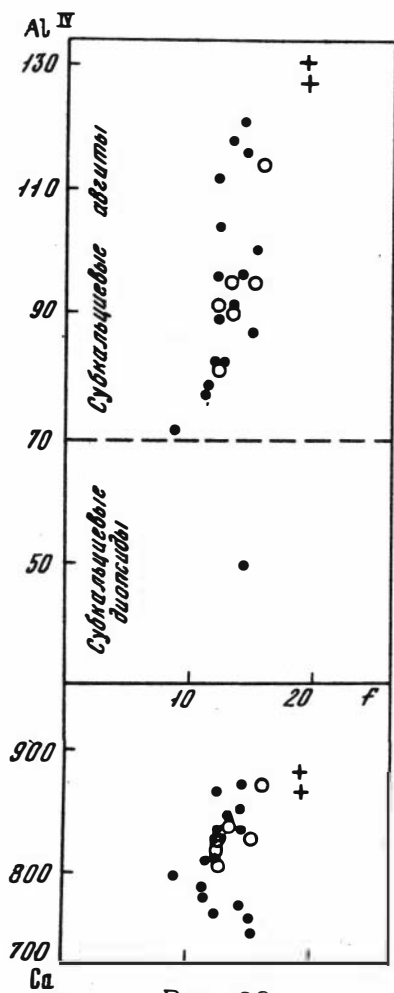


Рис. 38

Рис. 38. Содержание Al^{IV} , Ca и железистость клинопироксенов из ксенолитов шпинель-лерцолитового парагенезиса

Условные обозначения см. рис. 35

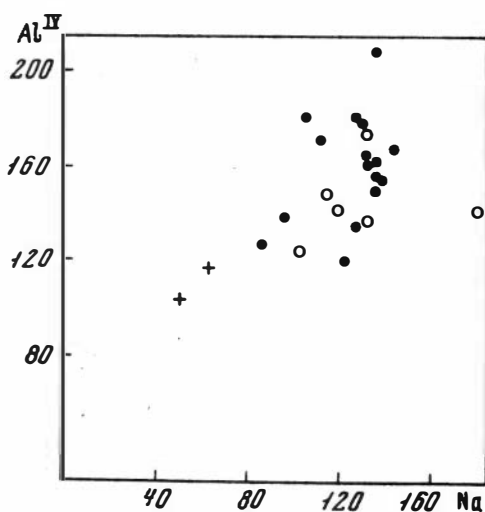


Рис. 39

Рис. 39. Соотношения содержаний Al^{IV} и Na в клинопироксенах из ксенолитов шпинель-лерцолитового парагенезиса

Условные обозначения см. рис. 35

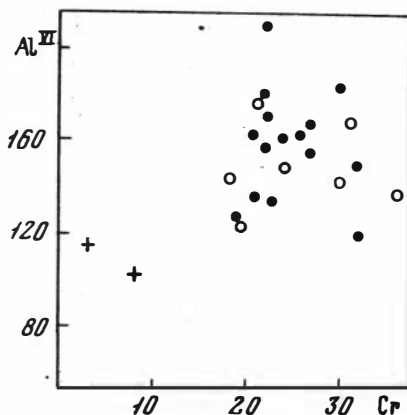


Рис. 40

Рис. 40. Соотношение содержаний Al^{IV} и Sr в клинопироксенах из ксенолитов шпинель-лерцолитового парагенезиса

Условные обозначения см. рис. 35

сены одного и того же лерцолитового парагенезиса различаются и по давлению и соответствуют различным уровням глубинности. При этом более широкий диапазон колебаний основных параметров состава клинопироксенов выявляется для лерцолитов по сравнению с вебстеритами того же парагенезиса.

Титанистость пироксенов изменяется сопряженно с железистостью, наиболее высока она (1,03 вес.% TiO_2) в железистых авгитах и уменьшается (до 0,22-0,62 вес.% TiO_2) в хромистых субкальциевых авгитах с низкой железистостью.

Шпинель лерцолитового парагенезиса образует ряд составов с постепенным и сопряженным изменением концентраций Al и Sr. От них резко отклоняются составы шпинелей в черных клинопироксенитах данной минеральной ассоциации. Характерно, что весьма существенные колебания концентраций указанных элементов происходят на фоне почти постоянной железистости ($f = 23-25\%$), которая лишь возрастает до 28-33%. Шпинели лерцолитового параге-

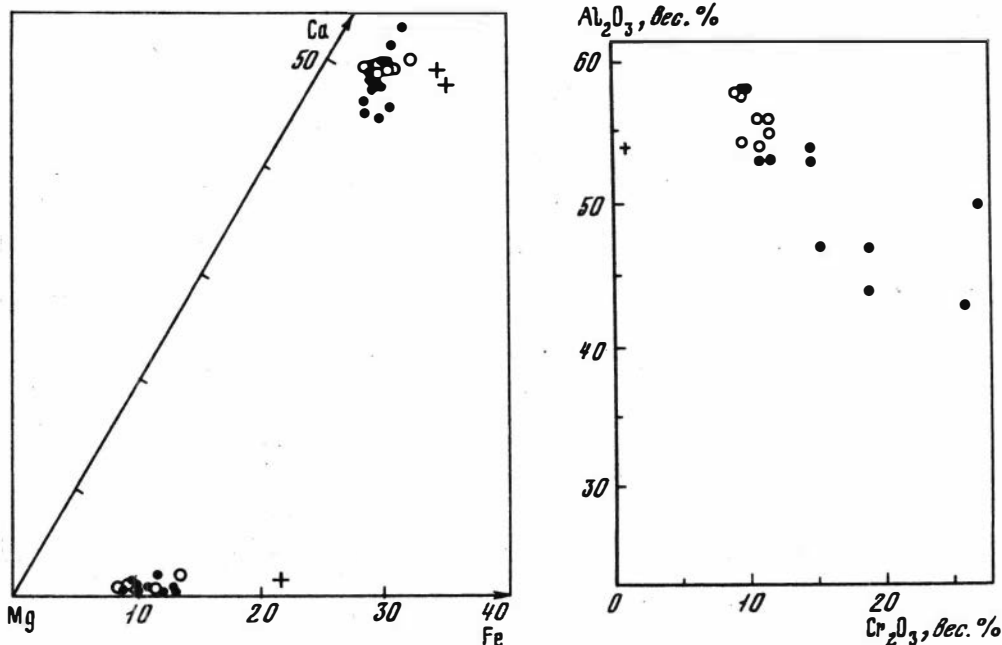


Рис. 41. Состав пироксенов шпинель-лерцолитового парагенезиса Дариганги
Условные обозначения см. рис. 35

Рис. 42. Состав шпинелей из ксенолитов лерцолитового парагенезиса в натриевых базальтоидах Дариганги
Условные обозначения см. рис. 35

незиса в вебстеритах, гарибургитах и верлитах представлены малохромистыми, богатыми Al разновидностями (9–12% Cr₂O₃ и 53–58% Al₂O₃). В то же время в лерцолитах наряду с такими составами отмечаются и высокохромистые шпинели с низкими содержаниями Al₂O₃ (рис. 42).

Шпинели черных клинопироксенитов лерцолитового парагенезиса практически бесхромовые (0,8% Cr₂O₃) и более магниальные при той же глиноземистости ($f = 20\%$). Это тем более интересно, что существующие минералы (Ол, РП и МП) отличаются самой высокой для этого парагенезиса железистостью.

ШПИНЕЛЬ-ВЕБСТЕРИТОВЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС

Ксенолиты этого парагенезиса составляют немногочисленную группу пород, обнаруженных в продуктах эруптивной деятельности вулканов Сальхитын-Ула, Богдин-Эмэл, Шилин-Богдо и Хадат-Шантын. Они четко подразделяются на два типа как по внешнему облику, так и по составу минеральных фаз, главным различием которых является железистость. Один тип представлен магниальными вебстеритами зеленой окраски, другой – железисто-магниальными вебстеритами и клинопироксенитами, окрашенными в темный, почти черный цвет. Оба типа характеризуются парагенезисом РП + МП + Шп с непременным преобладанием ортопироксена над клинопироксеном, за исключением единичных клинопироксенитовых ксенолитов, где ромбический пироксен присутствует в качестве акцессорной примеси.

Для средне- и крупнозернистых гилидиоморфных агрегатов пироксенитов типичны более крупные порфиридные призматические кристаллы ортопироксена и, как правило, более мелкие, со слабо выраженным идиоморфизмом зерна моноклинного пироксена. Количественно преобладают магниальные вебстериты. По особенностям состава они близко стоят к вебстеритам лерцолитового парагенезиса, но обладают некоторой спецификой химизма.

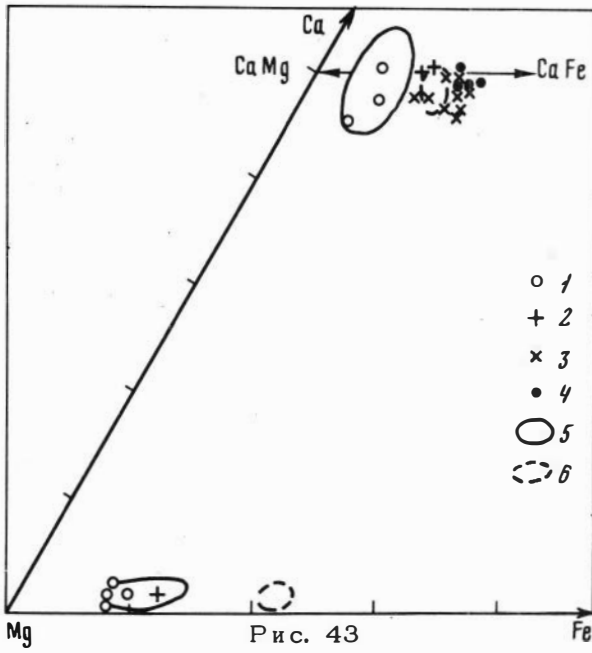


Рис. 43

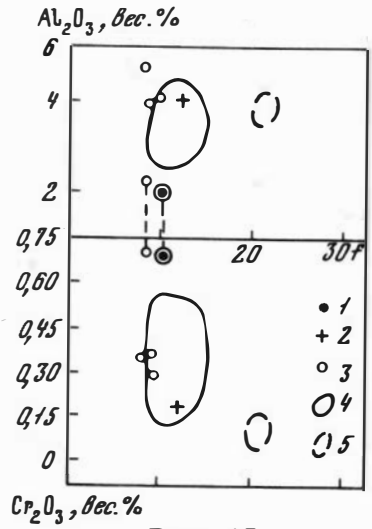


Рис. 45

Рис. 43. Диаграмма Ca-Mg-Fe для пироксенов шпинель-вебстеритового (1, 2) и шпинель-верлитового (3) парагенезисов из ксенолитов Дариганги

1 - магнезиальные вебстериты; 2 - железисто-магнезиальные вебстериты, клинопироксениты; 3 - железисто-магнезиальные клинопироксениты; 4 - мономинеральные клинопироксениты; 5 и 6 - поля составов пироксенов лерцолитового парагенезиса для магнезиальных (5) и железисто-магнезиальных (6) ксенолитов

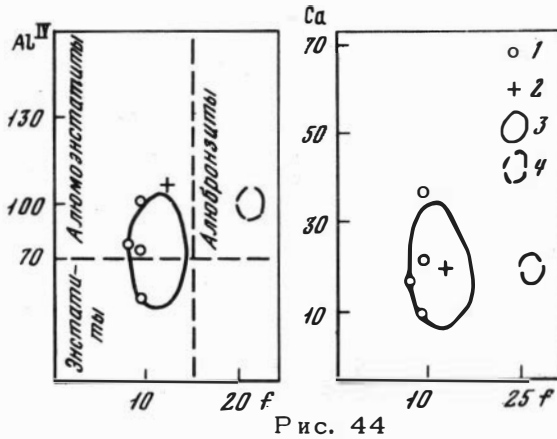


Рис. 44

Рис. 44. Содержания Al^{IV} , Ca и железистость ортопироксенов вебстеритового парагенезиса Дариганги

1 - магнезиальные вебстериты; 2 - железисто-магнезиальные вебстериты; 3 и 4 - поля составов ортопироксенов лерцолитового парагенезиса для ксенолитов магнезиального (3) и железисто-магнезиального (4) типов

Рис. 45. Содержания Al_2O_3 , Cr_2O_3 (в вес. %) и железистость (ат. %) клинопироксенов вебстеритового парагенезиса Дариганги

1, 3 - магнезиальные пироксены; 2 - железисто-магнезиальные пироксениты; 4, 5 - поля составов ортопироксенов лерцолитового генезиса для ксенолитов магнезиального (4) и железисто-магнезиального (5) типов

Ортопироксены по соотношению Ca-, Mg- и Fe-компонентов попадают в поле энстатитов из шпинелевых лерцолитов и вебстеритов (рис. 43). Однако в отличие от ксенолитов лерцолитового парагенезиса, где железисто-магнезиальные вебстериты характеризуются присутствием более железистого ортопироксена алюмобронзитового ряда, в данном случае два типа вебстеритов - магнезиальных и железисто-магнезиальных - содержат близкие по железистости ортопироксены, и основные различия между ними в этом плане фикси-

Таблица 25

Состав минералов в пироксенитах вебстеритового парагенезиса из натриевой

Состав	РП + МП + Шп						
	Вулкан Сальхитын-Ула						Вулкан
	Вебстериты						
	50 ^{10A} -72			50 ¹¹ -72			29-72
	РП	МП	Шп	РП	МП	Шп	РП
SiO ₂	55,16	52,66	0,04	56,79	52,76	0,09	57,19
TiO ₂	0,10	0,48	0,09	0,04	0,30	0,02	-
Al ₂ O ₃	3,82	6,38	57,81	4,06	5,49	56,72	2,28
Cr ₂ O ₃	0,34	1,05	11,01	0,37	0,81	10,62	0,70
FeO	5,01	2,40	10,79	5,55	2,26	11,48	5,06
MnO	0,09	0,06	0,12	0,09	0,06	0,10	0,09
MgO	32,59	14,52	20,17	33,88	14,87	20,10	34,40
CaO	0,46	20,53	-	0,44	22,29	-	1,00
Na ₂ O	0,79	1,97	-	0,06	1,61	-	0,02
Сумма	97,66	100,05	99,25	101,29	100,46	99,29	100,74
Si	1,922	1,901	0,001	1,925	1,905	0,002	1,951
Ti	0,003	0,013	0,002	0,001	0,003	0,003	-
Al ^{IV}	0,078	0,099		0,075	0,095		0,049
Al ^{VI}	0,082	0,172	1,753	0,087	0,139	1,748	0,042
Cr	0,010	0,030	0,227	0,010	0,023	0,219	0,019
Fe ²⁺	0,149	0,072	0,235	0,157	0,068	0,251	0,144
Mn	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	1,724	0,781	0,785	1,711	0,800	0,784	1,749
Ca	0,017	0,794	-	0,016	0,862	-	0,037
Na	0,005	0,138	-	0,004	0,112	-	0,001
Сумма	3,993	4,003	3,007	3,990	4,015	3,010	3,995
ΣFe/(Fe+Mg), ат. %	7,95	8,44	23,04	8,40	7,83	24,25	7,61
Ca/(Ca+Mg), ат. %	0,98	50,41	-	0,93	51,86	-	2,07
Cr/(Cr+Al), ат. %	5,33	9,97	11,46	6,40	8,95	11,13	17,27
Ca	0,90	48,20	-	0,85	49,82	-	1,92
Mg	91,21	47,41	-	90,81	46,24	-	90,62
Fe	7,88	4,39	-	8,33	3,93	-	7,46

руются главным образом в составах сосуществующих клинопироксенов и шпинелей. Для вебстеритов данного парагенезиса типичны существенные колебания кальциевости и глиноземистости энстатитов, а также значительные изменения в содержаниях кальциевого компонента. Диапазон вариаций этих параметров совпадает в основных чертах с колебаниями содержаний Ca, Al, Cr в энстатитах лерцолитового парагенезиса и лишь несколько расширяется в область более высоких концентраций этих элементов (рис. 44, 45).

Как видно из приведенных диаграмм и табл. 25, один энстатит вебстеритового парагенезиса имеет аномальный состав. В отличие от других ортопи-

РП + МП + Шп							
Богдин-Эмэл		Вулкан Шилин-Богдо			Вулкан Хадат-Шантын		
Вебстериты					Вебстерит		Клинопироксен
29-72		19-72			98-72		98 ³ -72
МП	Шп	РП	МП	Шп	МП	РП	МП
53,24	0,13	55,87	52,79	0,09	50,93	53,49	49,49
-	0,09	0,07	0,40	0,04	1,11	0,12	1,01
2,14	25,94	4,07	6,18	58,06	6,32	4,09	5,57
0,86	42,25	0,31	0,81	9,59	0,16	0,16	0,43
2,31	11,90	6,10	2,30	11,82	5,49	7,82	5,47
0,12	0,16	0,09	0,11	0,10	0,05	0,10	0,11
17,42	18,48	34,51	14,28	20,37	13,45	32,36	13,45
22,43	-	0,60	21,38	-	21,75	0,50	22,02
0,19	-	0,05	1,87	-	1,03	-	1,12
98,72	98,96	101,69	100,11	100,08	100,29	98,53	98,69
1,954	0,004	1,897	1,907	0,002	1,865	1,890	1,853
-	0,002	0,002	0,011	0,001	0,031	0,003	0,028
0,046		0,103	0,093		0,135	0,110	0,147
0,047	0,912	0,060	0,170	1,770	0,137	0,060	0,099
0,025	0,997	0,008	0,023	0,196	0,004	-	0,013
0,071	0,297	0,173	0,069	0,255	0,168	0,231	0,171
0,004	0,004	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,004
0,953	0,822	0,746	0,769	0,785	0,734	1,704	0,751
0,882	-	0,022	0,827	-	0,853	0,019	0,883
0,013	-	0,003	0,131	-	0,073	0,002	0,082
3,994	3,039	4,017	4,004	3,013	4,003	4,023	4,030
6,93	26,54	9,01	8,24	24,52	18,62	11,93	18,54
48,06	-	1,24	51,85	-	53,75	1,02	54,03
21,18	52,23	4,74	8,04	9,97	1,44	0,64	4,36
46,27	-	1,13	49,66	-	48,60	0,97	48,92
50,00	-	89,95	46,18	-	41,82	87,20	41,61
3,72	-	8,93	4,14	-	9,57	11,82	9,47

роксенов он характеризуется низкой глиноземистостью (2,3% Al_2O_3), высокой хромистостью (17% Cr-компонента вместо обычных 4-5, редко 8%) и повышенной кальциевостью. Подобный этому и также аномальный для своей группы энстатит обнаружен и в шпинель-лерцолитовом парагенезисе; для сравнения он нанесен на диаграмму (см. рис. 45). Сосуществующие минералы, как будет показано ниже, также отличаются своеобразным химизмом.

Клинопироксены вебстеритового парагенезиса делятся на две группы по всем параметрам состава (рис. 46-48). Первая группа - маложелезистые хромдиопсиды и хромовые субкальциевые авгиты, вторая - практически бес-

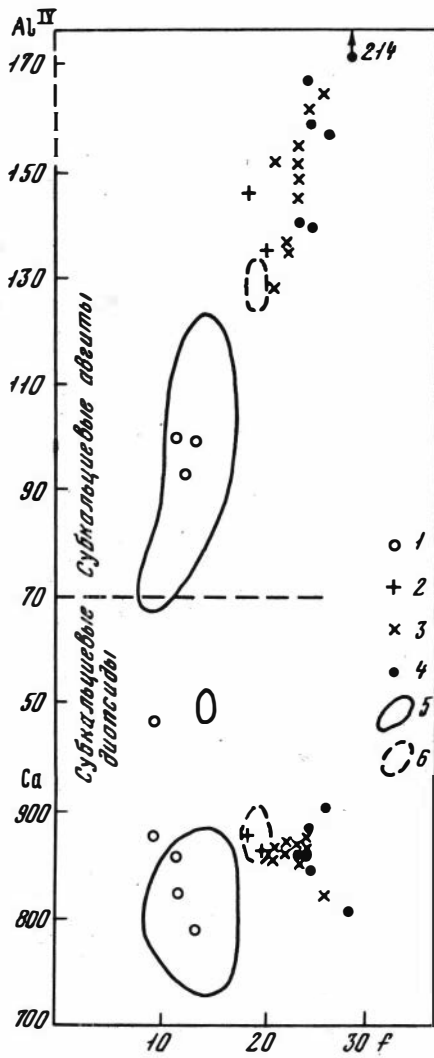


Рис. 46.

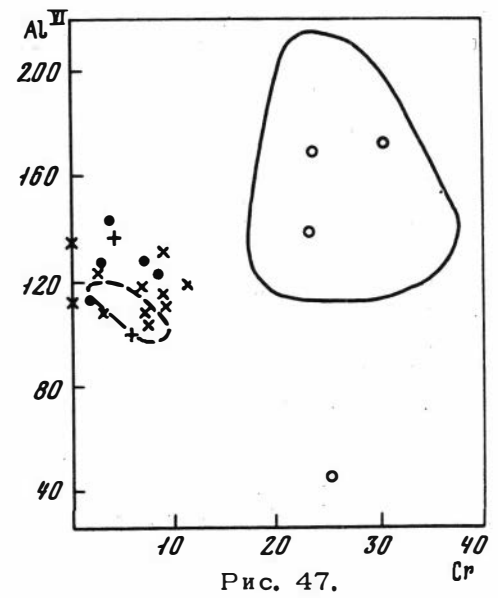


Рис. 47.

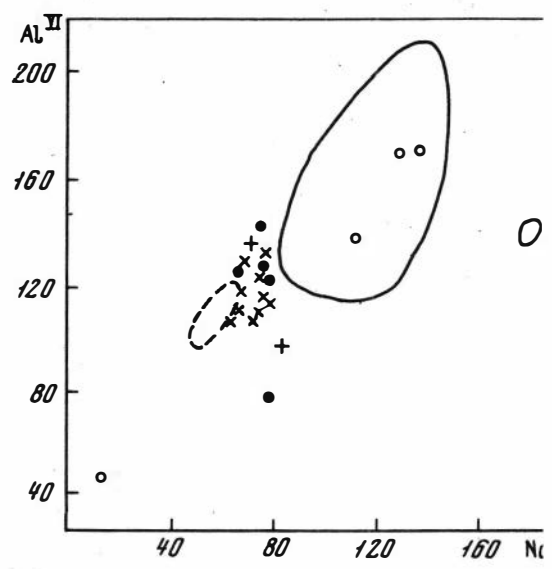


Рис. 48.

Рис. 46. Состав клинопироксенов из ксенолитов вебстеритового (1, 2) и верлитового (3) парагенезисов Дариганги

1 - магнезиальные вебстериты; 2, 3 - железисто-магнезиальные пироксениты; 4 - мономинеральные клинопироксениты; 5 и 6 - магнезиальные (5) и железисто-магнезиальные (6) ксенолиты шпинель-лэрцолитового парагенезиса

Рис. 47. Соотношение содержаний Al^{IV} и Ca в клинопироксенах из ксенолитов вебстеритового (1, 2) и верлитового (3) парагенезиса Дариганги

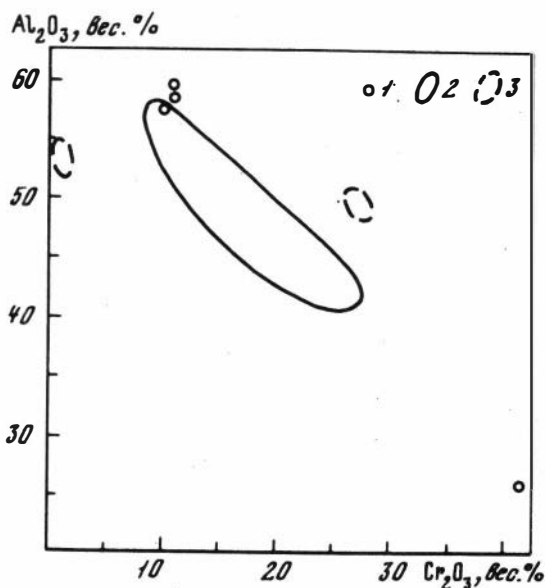
Условные обозначения см. рис.46

Рис. 48. Жадитовая составляющая в клинопироксенах вебстеритового (1, 2), верлитового (3) парагенезисов Дариганги

Условные обозначения см. рис.46

Рис. 49. Состав шпинелей из ксенолитов вебстеритового парагенезиса Дариганги

1 - магнезиальные вебстериты, 2, 3 - поля составов шпинелей лерцолитового парагенезиса из ксенолитов магнезиального (2) и железисто-магнезиального типов (3)



хромовые со значительно большей железистостью авгита. Последние отличаются также и меньшим содержанием жадеитовой составляющей (см. рис. 48). Выделенные группы клинопироксенов различаются и по содержанию TiO_2 , более высокому в железисто-магнезиальных авгитах (0-0,5 и 1,1% TiO_2 соответ-

ственно). В парагенезисе с высокохромистым кальциевым энстатитом находится субкальциевый магнезиальный авгит ($f = 6,9$) с самым низким из клинопироксенов вебстеритового парагенезиса отношением $Ca/(Ca+Mg)$, равным 48%. Эти особенности состава сосуществующих пироксенов рассматриваемого вебстерита позволяют выделить его из данной серии ксенолитов как наиболее высокотемпературный экземпляр. Показательно, что содержание хромового компонента в нем в 2-3 раза выше, чем в других пироксенитах. За исключением этого ксенолита, в целом в клинопироксенах наблюдаются большие значения отношения $Ca/(Ca+Mg)$, свойственные более низкотемпературным минералам.

В железисто-магнезиальных пироксенитах отмечаются более высокие содержания TiO_2 и Al^{IV} наряду с пониженными значениями жадеитового компонента. Такие особенности минерального состава черных железисто-магнезиальных пироксенитов говорят о более низких $P-T$ параметрах термодинамической обстановки их формирования по сравнению с магнезиальными представителями этого же парагенезиса.

Шпинели вебстеритового парагенезиса проанализированы только для магнезиальных пироксенитов и по составу аналогичны шпинелям лерцолитового парагенезиса (рис. 49). Они характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 (57-58%) и незначительным - Cr_2O_3 . Исключение составляет высокохромистая шпинель из парагенезиса с хромистым калиевым энстатитом и авгитом с низким значением $Ca/(Ca+Mg)$. При такой же железистости, как в шпинелях лерцолитового и вебстеритового парагенезисов, они имеют различные концентрации Al и Cr (25% Al_2O_3 и 42% Cr_2O_3).

Таким образом, по особенностям состава сосуществующих минералов вебстеритового парагенезиса выделяются два типа пироксенитов: магнезиальных и железисто-магнезиальных. Вариации определенных параметров состава показывают, что ксенолиты вебстеритового парагенезиса, так же как описанного выше лерцолитового, формировались при различных $P-T$ условиях.

ШПИНЕЛЬ-ВЕРЛИТОВЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС И ПИРОКСЕНЫ МОНОМИНЕРАЛЬНЫХ КСЕНОЛИТОВ

Ксенолиты, характеризующиеся данными парагенезисами ($Сл+МП+Шп$ и $МП$), представлены окрашенными в черный цвет породами из пирокластических выбросов вулканов Сальхитын-Ула, Хадат-Шантын, Ундур-Хурэтэ и Гангын-Цаган. Основной или единственной их составляющей является моноклинный пирок-

Таблица 26

Состав минералов в железисто-магнезиальных пироксенитах верлитового щелочных базальтоидов Дариганги

Состав	Ол + МП + Шп				
	Клинопироксениты				
	143 ² -72	43 ^a -72		48 ¹ -72	
	МП	МП	Ол	МП	Ол
SiO ₂	49,43	50,53	38,46	50,59	38,66
TiO ₂	1,18	0,95	-	0,93	0,02
Al ₂ O ₃	6,86	5,87	-	6,13	-
Cr ₂ O ₃	0,01	0,23	0,01	0,10	0,02
FeO	6,88	5,82	21,98	6,36	19,32
MnO	0,008	0,09	0,15	0,07	0,14
MgO	13,24	13,67	40,64	14,05	41,44
CaO	20,81	21,87	0,05	22,25	0,003
Na ₂ O	1,08	0,89	-	0,89	-
Сумма	99,59	99,92	101,29	101,38	99,64
Si	1,834	1,863	0,987	1,844	0,997
Ti	0,033	0,26	-	0,025	-
Al ^{IV}	0,166	0,137	-	0,156	-
Al ^{VI}	0,134	0,118	-	0,107	-
Cr	-	0,007	-	0,003	-
Fe ²⁺	0,213	0,180	0,474	0,194	0,416
Mn	0,002	0,003	-	0,002	-
Mg	0,732	0,751	1,551	0,764	1,590
Ca	0,827	0,863	-	0,869	-
Na	0,078	0,064	-	0,063	-
Сумма	4,021	4,012	3,010	4,028	3,000
Fe/(Fe+Mg), ат. %	22,54	19,30	23,29	20,25	20,74
Ca/(Ca+Mg), ат. %	55,04	53,56	-	53,21	-
Cr/(Cr+Al), ат. %	-	2,67	-	1,13	-
Ca	46,67	48,13	-	47,56	-
Mg	41,31	41,84	-	41,82	-
Fe	12,02	10,03	-	10,61	-

парагенезиса и мономинеральных клинопироксенитах из натриевой ассоциации

Ол + МП + Шп					
Клинопироксениты				Верлит	
91-72		92-72	15-72	43 ³ -72	
МП	Ол	МП	МП	МП	Ол
50,86	38,78	50,01	50,22	49,91	39,25
0,91	0,04	1,15	1,23	1,25	1,25
5,48	-	6,19	6,45	6,32	-
0,23	0,01	0,38	0,03	0,19	-
5,16	21,79	5,64	5,80	5,25	19,57
0,09	0,15	0,12	0,07	0,08	0,17
14,09	39,87	13,59	13,31	13,63	40,07
22,08	0,12	21,64	21,86	21,60	0,05
0,98	-	1,06	0,97	1,05	-
99,88	100,76	99,7	99,9	99,38	99,12
1,871	0,999	1,847	1,850	1,847	1,014
0,025	-	0,032	0,034	0,034	-
0,129	-	0,153	0,150	0,153	-
0,108	-	0,116	0,130	0,122	-
0,007	-	0,011	0,009	0,005	-
0,159	0,469	0,174	0,179	0,162	0,432
0,003	-	0,004	0,002	0,003	0,004
0,772	1,539	0,748	0,731	0,752	1,543
0,870	-	0,856	0,863	0,860	0,001
0,072	-	0,076	0,069	0,075	-
4,016	3,000	4,018	4,010	4,015	2,986
17,08	23,44	18,87	23,45	19,67	21,51
52,98	-	53,37	53,81	53,34	-
2,87	-	3,93	3,11	1,79	-
48,28	-	48,09	48,67	48,48	-
42,84	-	42,02	41,23	42,39	-
8,88	-	9,89	10,00	9,13	-

Таблица 26 (окончание)

Состав	Ол + МП				
	Клинопироксениты				
	43 ^б -72		43-72	94-72	
	МП	Ол	МП	МП	Ол
SiO ₂	49,34	37,93	50,47	50,53	39,59
TiO ₂	1,09	0,05	1,13	1,21	0,02
Al ₂ O ₃	6,21	-	5,73	6,01	-
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,01	0,31	0,30	0,03
FeO	6,34	22,51	5,45	5,59	20,37
MnO	0,07	0,14	0,09	0,07	0,19
MgO	13,35	40,23	13,69	13,55	41,34
CaO	22,08	0,05	21,91	22,10	0,04
Na ₂ O	0,93	-	1,04	1,10	-
Сумма	99,41	100,91	99,82	100,46	101,59
Si	1,837	0,98	11,862	1,854	1,004
Ti	0,031	-	0,031	0,33	-
Al ^{IV}	0,163	-	0,138	0,146	-
Al ^{VI}	0,110	-	0,111	0,114	-
Cr	-	-	0,009	0,009	-
Fe ²⁺	0,197	0,487	0,168	0,172	0,433
Mn	0,002	-	0,003	0,002	-
Mg	0,741	1,551	0,753	0,741	1,560
Ca	0,881	-	0,866	0,869	-
Na	0,067	-	0,074	0,078	-
Сумма	4,029	3,019	4,015	4,017	2,997
Fe/(Fe+Mg), ат. %	21,00	23,90	18,24	18,84	21,73
Ca/(Ca+Mg), ат. %	54,31	-	53,48	53,97	-
Cr/(Cr+Al), ат. %	-	-	3,49	3,34	-
Ca	48,43	-	48,46	48,76	-
Mg	40,74	-	42,14	41,58	-
Fe	10,83	-	9,40	9,65	-

сен. Оливин и шпинель присутствуют в виде аксессуарной примеси, и только в одном случае содержание оливина увеличивается до 50–60%, благодаря чему соответствующая разновидность классифицируется как верлит. Остальные ксенолиты представлены клинопироксенитами и мономинеральными клинопироксенитами (табл. 26).

Оливин верлитового парагенезиса отличается колебаниями железистости преимущественно в диапазоне повышенных ее значений ($f = 20-24\%$), хотя

50,76	48,26	50,09	48,54	50,72	50,72
0,89	1,44	1,43	1,17	0,95	1,17
5,90	8,20	6,76	5,27	6,22	6,71
0,08	0,13	0,26	Не обн.	0,02	0,11
6,61	7,02	5,84	6,81	6,25	6,05
0,10	0,14	0,10	0,06	0,07	0,10
13,73	12,23	13,23	12,95	13,58	13,17
21,65	21,93	22,11	22,32	21,67	22,83
1,11	1,07	1,12	1,06	1,07	0,96
100,84	100,44	100,95	98,19	100,56	101,81
1,860	1,786	1,832	1,842	1,850	1,840
0,025	0,040	0,039	0,033	0,026	0,032
0,140	0,214	0,168	0,158	0,141	0,160
0,115	0,143	0,123	0,078	0,128	0,127
0,002	0,004	0,008	-	0,007	0,003
0,203	0,217	0,179	0,216	0,192	0,183
0,003	0,004	0,003	0,002	0,002	0,003
0,750	0,675	0,721	0,732	0,742	0,712
0,850	0,810	0,866	0,907	0,851	0,887
0,079	0,077	0,079	0,078	0,076	0,067
4,026	4,031	4,019	4,046	4,018	4,016
21,30	24,32	19,88	22,78	20,55	20,44
53,12	54,54	54,56	55,33	53,42	55,47
0,78	1,11	2,68	-	2,54	1,03
47,14	49,32	49,04	48,89	47,68	49,72
41,60	38,26	40,83	39,46	41,57	39,91
11,26	12,41	10,13	11,64	10,75	10,37

в единичных случаях отмечен и более магнезиальный оливин ($f = 8-11\%$), близкий этому минералу из лерцолитового парагенезиса. Тем не менее в целом намечается ясная тенденция к появлению в рассматриваемом парагенезисе более железистых оливинов по сравнению с предыдущими.

Клинопироксены верлитового парагенезиса и мономинеральных клинопироксенитов близки по составу и рассматриваются вместе. Они образуют ряд

субкальциевых авгитов с переменной железистостью ($f = 20-25\%$). Эти цифры превышают железистость клинопироксенов из всех видов предыдущих парагенезисов, в том числе и из железисто-магнезиального вебстеритового.

Поэтому на диаграмме Ca - Mg - Fe они занимают область, обособленную от клинопироксенов лерцолитовой и вебстеритовой минеральных ассоциаций (см. рис. 43). Аналогичным образом они составляют изолированное поле составов, отвечающее самым высоким для ксенолитов Дариганги содержаниям чермакита (см. рис. 46). По значениям жадеитового компонента они близки к клинопироксенам железисто-магнезиального вебстеритового парагенезиса (см. рис. 48). Соотношение Al^{IV} и Al^{VI} в них также приближается к таковому в моноклинных пироксенах железисто-магнезиального типа лерцолитового и вебстеритового парагенезисов.

Отношение $Ca/(Ca + Mg)$ в них максимальное в ряду вариаций этого параметра для ксенолитов Дариганги и равно 53-55%. Однако отсутствие сосуществующего ромбического пироксена не позволяет использовать этот параметр для оценок температур равновесия верлитового парагенезиса.

Титанистость клинопироксенов повышенная (0,9-2,44% TiO_2), как и в пироксенах других железисто-магнезиальных парагенезисов.

ТИПЫ КСЕНОЛИТОВ

Характеристика минеральных парагенезисов в глубинных ксенолитах Дариганги показывает, что состав сосуществующих минералов одного и того же равновесия изменяется в некотором интервале. Это особенно заметно для лерцолитового парагенезиса с наибольшим количеством минеральных фаз. Если учесть, что в пределах одного и того же парагенезиса изменяется также соотношение минералов в модальном составе пород, то будет понятно, что ультраосновные ксенолиты Дариганги представляют разнообразную группу пород. Указанные вариации состава происходят в двух различных рядах ксенолитов, минералы которых резко различаются по железистости. Они отвечают магнезиальному и железо-магнезиальному типам (табл. 27). Выше было показано, что ксенолиты этих двух типов присутствуют в лерцолитовом и вебстеритовом парагенезисах, а верлитовый парагенезис в ксенолитах Дариганги целиком представлен железисто-магнезиальным типом.

В каждом из двух указанных парагенезисов различия минерального состава для двух типов наиболее резко выражены в клинопироксенах, которые отличаются не только по железистости, но и по содержанию Cr, Na, Al^{VI} (рис. 50). На диаграмме Ca - Mg - Fe (рис. 51) составы клинопироксенов магнезиального и железисто-магнезиального типов образуют изолированные области. На соответствующих диаграммах составы клинопироксенов магнезиального типа располагаются в областях больших значений Cr, Na, Al^{IV} , и эти области не перекрываются для Cr и Na. Максимальные концентрации чермакита наблюдаются в клинопироксенах железисто-магнезиального типа, а минимальные - в клинопироксенах магнезиального типа.

Таким образом, клинопироксены магнезиального типа лерцолитового и вебстеритового парагенезисов по отношению к клинопироксенам Fe-Mg-типа тех же парагенезисов являются относительно более хромистыми, имеют повышенные содержания Al^{VI} и жадеита, а также более низкие концентрации чермакитового компонента и TiO_2 .

Аналогичные сопоставления для других минералов менее эффективны из-за ограниченного количества аналитических данных. Однако и для них выявляется тенденция к появлению в одном и том же парагенезисе магнезиального и железисто-магнезиального типов соответственно магнезиального и более железистого оливина, энстатита и ортопироксена бронзитового ряда. В ортопироксенах последнего типа наблюдаются также более высокие концентрации Al_2O_3 и Al^{IV} , в частности, по сравнению с энстатитами тех же парагенезисов магнезиального типа.

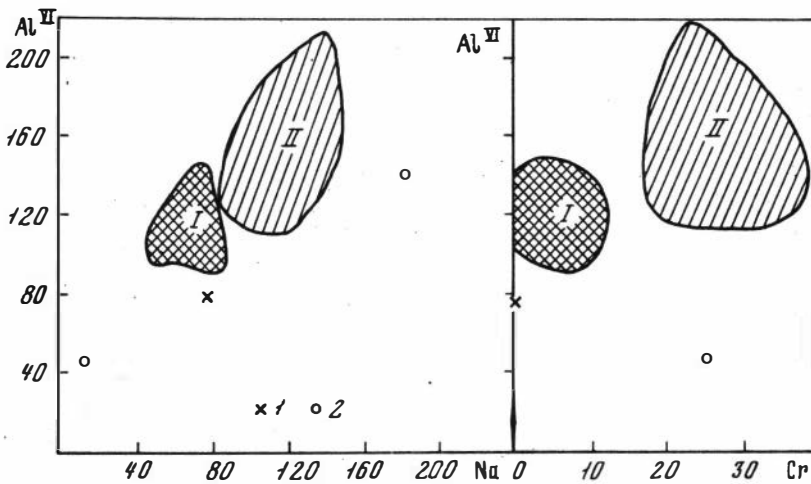


Рис. 50. Соотношения содержаний Al^{VI} и Na, Al^{VI} и Cr в клинопироксенах из ксенолитов магнезиального (I) и железисто-магнезиального (II) типов в одних и тех же парагенезисах

1-2 - аномальные составы I и II типов соответственно

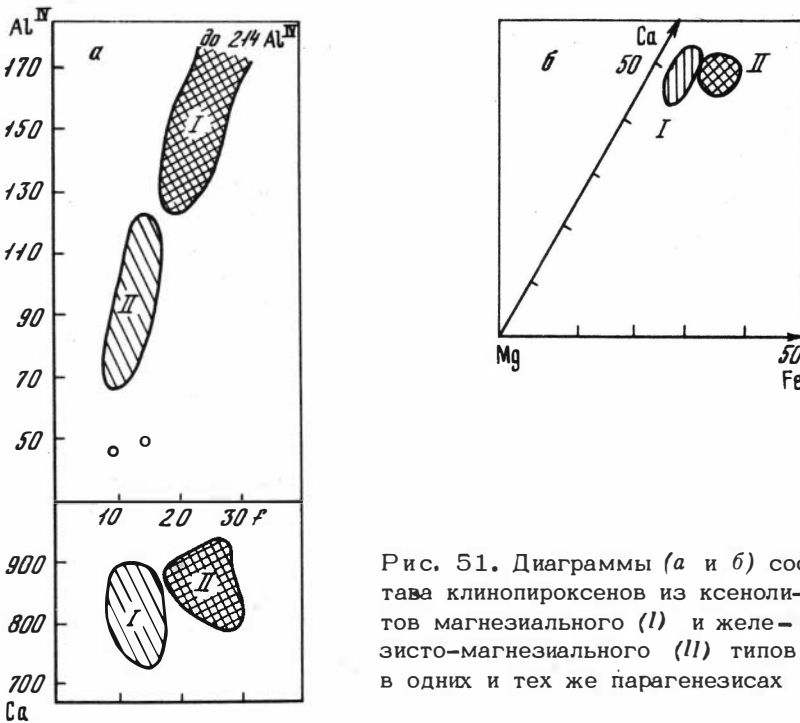


Рис. 51. Диаграммы (а и б) состава клинопироксенов из ксенолитов магнезиального (I) и железисто-магнезиального (II) типов в одних и тех же парагенезисах

Ксенолиты магнезиального и железисто-магнезиального типов различаются также визуально благодаря зеленой и черной окраске и отчасти перекрываются зеленой и черной сериями ксенолитов, описанными Уилшером, Траском и Бестом (Wilshire, Trask, 1969; Best, 1970; и др.). Однако, кроме различий по содержаниям Cr и Ti в клинопироксенах, указанные типы ксенолитов обнаруживают различные составы всех сосуществующих минералов, а также характеризуются такими видами пород и парагенезисов, благодаря которым они не соответствуют "черным" и "зеленым" сериям указанных авторов по содержанию.

Наличие двух типов ксенолитов одного, и того же парагенезиса позволяет говорить о том, различаются ли они $P-T$ условиями формирования или, на-

Таблица 27

Типы глубинных ксенолитов и характерные для них минеральные парагенезисы

I магнезиальный	II железисто-магнезиальный
Ол ₈₋₁₁ + РП ₈₋₁₃ + МП ₁₁₋₁₅ + + Шп ₂₃₋₃₃ (Д, X) Лерцолиты (18), вебстериты (5), гарцбургиты (1), верлиты (1)	Ол ₁₈₋₂₀ + РП ₂₁ + МП ₂₂₋₂₈ + + Шп ₂₀ (Д) Клинопироксениты (1), верлиты (1)
РП ₈₋₉ + МП ₉₋₁₃ + Шп ₂₃₋₂₆ (Д) Вебстериты (5)	РП ₂₈ + МП ₂₁₋₃₄ + Шп (Д, X) Вебстериты (1), клинопироксениты (2)
Ол ₁₁ + МП ₁₂ + Шп (X) Клинопироксениты (1)	Ол ₂₀₋₂₄ + МП ₂₀₋₂₅ + Шп (Д) Клинопироксениты (9), верлиты (1)
Ол ₁₀₋₁₁ + РП ₉₋₁₁ + МП ₁₀₋₁₁ + + Гр ₁₆₋₁₇ (X) Лерцолиты (2), вебстериты (1), гарцбургит (1)	МП ₂₀₋₂₈ (Д, X) Клинопироксениты (7)
МП ₁₀₋₁₂ + Гр ₁₅₋₁₆ (X) Эклогиты (2)	МП ₂₁₋₂₄ + Гр ₂₈ (X) Эклогиты (2)
	РП + МП ₂₆₋₃₀ + Гр ₃₆ + Пл (X) Эклогитоподобные породы (2)
	Кв + Пл + Кпш + РП ₃₄₋₄₆ + + МП ₃₃₋₄₁ + Аки + Рудн (X) Двупироксеновые гнейсы (4), амфи- бол-пироксеновые гнейсы (1)

Примечание. В скобках указано число проанализированных проб, цифра у индекса минерала - его железистость. Д - Дариганга, X - Хангай.

против, отражают неоднородность среды по составу в пределах области одного термодинамического режима. К сожалению, данный материал по Дариганге не дает возможности однозначно решить этот вопрос.

Дело в том, что верлитовый парагенезис на Дариганге представлен только ксенолитами железисто-магнезиального типа, а лерцолитовый и вебстеритовый парагенезисы охарактеризованы малым числом анализов. Поэтому можно лишь высказать предположение о связи железистомагнезиальных ксенолитов лерцолитового парагенезиса с более низкотемпературной областью минералообразования, основываясь на единичных оценках расчетного геотермометра Вуда и Банно (Wood, Vanno, 1973) (см. табл. 37). Можно также предположить их приуроченность к зонам и относительно меньших давлений по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} , жадеитовой составляющей и хромистости в пироксенах лерцолитового и вебстеритового парагенезисов.

Вместе с тем наличие единичных проб магнезиальных и железисто-магнезиальных ксенолитов лерцолитового парагенезиса с одинаково низкими и низкими по величине температурами ($T=887$ и $834^{\circ}C$, см. табл. 37, 38), противоположность более высоким температурам для остальных магнезиальных ксенолитов данного парагенезиса, указывает на химическую неоднородность среды в области менее высоких температур.

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КАЛИЕВОЙ АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ (ХАНГАЙ, ДОЛИНА ОЗЕР)

Глубинные ксенолиты, связанные с калиевой ассоциацией щелочных базальтоидов, так же как и на Дариганге, образуют пеструю группу пород, которая, несмотря на внешнее сходство с ксенолитами натриевых базальтоидов, отличается от них определенными закономерностями распространения, составом парагенезисов, включая минеральные ассоциации одного и того же типа, а также еще большим разнообразием минеральных парагенезисов и петрографических разновидностей.

Из числа различных по основности, щелочности и магниальности лав калиевой ассоциации наиболее богаты ультраосновными нодулями самые недосыщенные SiO_2 и богатые K_2O базаниты, в первую очередь лейцитовые базаниты и лейцитовые тефриты. Такие породы широко развиты на северных склонах Хангая, где они в основном связаны с кайнозойским вулканизмом Тарягского грабена. Большинство местонахождений ультраосновных включений Центральной Монголии приурочено именно к этому вулканическому ареалу. Отдельные находки глубинных ксенолитов сделаны в лейцитосодержащих лавах останцовых базальтовых плато в междуречье Туин-Гола и Тацзин-Гола с южной стороны Хангайского поднятия, в зоне сочленения с депрессией Долины Озер. В более дифференцированных сериях калиевых трахибазальтов и трахитовых андезито-базальтов р. Орхон, менее щелочных и более насыщенных SiO_2 базальтовых покровах р. Хануй-Гол, равно как и в других аналогичных по составу вулканических районах Центральной Монголии, ксеногенный ультраосновной материал практически отсутствует даже среди благоприятных для его местонахождения пород — пирокластических накоплений шлаковых вулканических построек.

Благодаря особой неоднородности калиевой базальтоидной ассоциации и присутствию в ней различных по составу и степени дифференциации серий пород здесь наиболее четко проявлена глобальная закономерность, устанавливающая связь подавляющего большинства глубинных ксенолитов с недифференцированными щелочными и сильно недосыщенными SiO_2 базальтоидами. Единичные находки ультраосновных ксенолитов в других лавах, как это, например, имеет место в трахиандезито-базальтах плато Эриэн-Тологой, представляют собой редкие отклонения из общего правила.

Глубинные ксенолиты Центральной Монголии по разнообразию видов пород не уступают таковым Даригангскому ареалу. Здесь обнаружены шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты, пироксениты верлитового парагенезиса и мономинеральные клинопироксениты, дупироксеновые гнейсы, эклгитоподобные породы, а также пироповые лерцолиты и эклгиты разных типов. Важная деталь в характеристике распространения этих ксенолитов заключается в том, что все перечисленные разновидности найдены в пирокластических выбросах одного вулканического центра Шаварын-Царам (см. табл. 21). В остальных местонахождениях ксенолитов в пределах калиевой щелочно-базальтоидной провинции мы встречаемся только со шпинелевыми лерцолитами, которые лишь в редких случаях сочетаются с магниальными пироксенитами и другими породами. Эта разновидность ксенолитов преобладает как на площади распространения, так и в индивидуальных местонахождениях со смешанным набором пород.

Другой особенностью глубинных ксенолитов из калиевых базальтоидов является господство магнезиальных ультраосновных включений зеленого цвета. Черные железисто-магнезиальные ксенолиты относительно редки, в то время как магнезиальные пироксениты, включая мономинеральные диопсидиты ярких зеленых окрасок, встречаются здесь часто, в отличие от Дариганги, где такой тип пород представлен только черными авгитовыми ксенолитами.

В глубинных ксенолитах Хангая, кроме шпинельсодержащих лерцолитового и вебстеритового парагенезисов, описанных на Дариганге, установлены аналогичные минеральные ассоциации с пиропом, эклогитовые и эклогитоподобные парагенезисы с плагиоклазом, гарцбургитовые, верлитовые и дву-пироксеновые парагенезисы с полевыми шпатами и кварцем, типичные для гранулитов.

Ассоциация хангайских глубинных ксенолитов, таким образом, по сравнению с даригангской значительно более дифференцирована по валовому составу и включает наряду с ультрамафитами базитовые нодули и ксенолиты еще более кислых гранулитов. Ультраосновная серия ксенолитов также отличается большим разнообразием благодаря не только появлению разнообразных гранатсодержащих парагенезисов, но и существованию разновидностей лерцолитового парагенезиса с биотитом и муассонитом.

ГРАНУЛИТОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

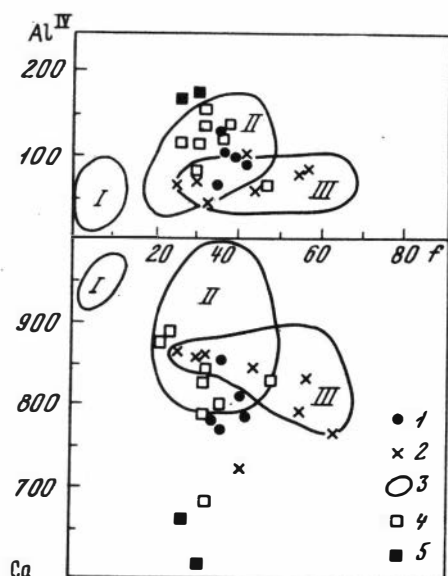
Ксенолиты гнейсовидных двупироксеновых кварц-полевошпатовых пород обнаружены нами в рыхлых пирокластических накоплениях вулканического центра Шаварын-Царам (Кебезинскас и др., 1976в). Ранее такие породы нигде в Монголии не отмечались, и только в пределах хребта Хан-Хухэй были выделены их близкие фациальные аналоги, переходные к амфиболитам (Кебезинскас, 1976). Эти образования имеют существенное значение для представлений о составе нижнего слоя континентальной коры складчатых областей, недоступного прямым наблюдениям и вскрываемого вулканами, а также для принципиального решения проблемы о сходстве или различии фундамента платформ и складчатых областей. В связи с этим мы сочли необходимым привести их характеристику как пород, венчающих глубинный разрез складчатых сооружений определенного типа в Центральной Азии, более глубокие части которого представлены ультраосновными и основными ксенолитами.

Ксенолиты двупироксеновых гнейсов встречаются в виде округлых и угловатых, но со сглаженными контурами фрагментов, окруженных тонкой базальтовой оболочкой. Такие "бомбы", достигающие 40 см в диаметре, а в среднем равные 5-10 см, находятся в вулканическом песке и пепле, выброшенном вулканом Шаварын-Царам, и вместе с ультрамафитовыми ксенолитами, гигантскими мегакристаллами клинопироксена, мегакристаллами пироба, базальтовыми лапили и бомбами образуют крупную фракцию этих пирокластических накоплений. Двупироксеновые гнейсы представлены мелко- и средне-, реже крупнозернистыми полосчатыми породами с гнейсовидной текстурой. Варьирующие соотношения цветной и кварц-полевошпатовой частей дают ряд пород от существенно меланократовых неяснополосчатых до переходных к лейкократовым четкополосчатым разновидностям. Полосчатость связана с группировкой пироксенов и силикатных минералов в разные прослои и линзы, и лишь иногда отражает микрослоистость, обусловленную чередованием кварц-полевошпатовых агрегатов различной зернистости.

Породы хрупкие, и это находится в прямой связи с пребыванием в горячем базальтовом расплаве. В ряде шлифов наблюдается проникновение вмещающего базальта в ксенолит, обволакивание отдельных зерен полураскристаллизованным базальтовым стеклом и дезинтеграция. В некоторых образцах на кристаллах плагиоклаза обнаруживается кайма, состоящая из тончайших выделений рудного и цветных минералов, что, относится, по-видимому, к числу реакционных явлений.

Рис. 52. Состав клинопироксенов из пород гранулитовой фации

1 – ксенолиты двупироксеновых гнейсов Монголии (по данным автора); 2 – чарнокиты; 3 – поля составов клинопироксенов из ультраосновных пород со шпинелью (I), двупироксен–плагиоклазовых пород (II) и двупироксеновых кварцсодержащих пород (III); 4 – эклогитоподобные породы с гиперстеном (2–4 по данным Н.Л. Добрецова и др., 1971); 5 – эклогитоподобные породы Монголии (по данным автора)



Наиболее распространенным парагенезисом двупироксеновых гнейсов является Кв + Пл + Кпш + РП + МП + Акц + Рудн (I). В единичных случаях наблюдается минеральная ассоциация Пл + РП + МП + Амф + Би + Рудн (II). Плагиоклаз представлен андезином с 30–45% Кпш, который присутствует в виде обильных вростков в плагиоклазе. Антипертиты характерны для меланократовых разновидностей. В промежуточных породах содержание калишпата увеличивается, и он наблюдается в виде отдельных зерен, нередко с пертитовыми вростками плагиоклаза. Кварц представлен каплевидными включениями в плагиоклазе, отдельными зернами и порфиробластами, амфибол – бурой роговой обманкой.

Частичный состав полевошпатовой составляющей и состав пироксенов в изученных парагенезисах, проанализированный на рентгеноспектральном анализаторе в ИГиГ СО АН СССР, представлен в табл. 28. По классификации Н.Л. Добрецова с соавторами (Добрецов и др., 1971) в парагенезисе I гиперстен и алюмогиперстен ассоциируют с субкальциевым авгитом и омфацит-авгитом, в парагенезисе II моноклинный пироксен представлен омфацит-авгитом, а в парагенезисе III – омфацитом в ассоциации с алюмобронзитом. Состав этих минералов ближе всего к пироксенам основных пород гранулитовой фации и прежде всего к двум парагенетическим типам – двупироксеновым гнейсам и чарнокитам (Добрецов и др., 1971) (рис. 52). Однако пироксены изученных ксенолитов отличаются меньшей железистостью и меньшим содержанием Са, в то время как концентрации Al^{VI} и Na в них, особенно в парагенезисе II, значительно больше.

Парагенезис двух пироксенов данного состава со средним, основным плагиоклазом и калишпатам является критическим в фации двупироксеновых гнейсов или гранулитовой и широко распространен среди гранулитовых комплексов земного шара (Добрецов и др., 1974). Наличие в ксенолитах вулкана Шаварын-Царам критического парагенезиса I и состав образующих его минералов позволяют рассматривать их в качестве типичных представителей гранулитовой фации. Образования данной фации впервые установлены в Монголии. В то же время близкие фациальные аналоги, обнажающиеся на поверхности, установлены К.Б. Кепежинским (1976) в докембрийском метаморфическом комплексе северного склона хребта Хан-Хухэй, где они отвечают верхам амфиболитовой – низам гранулитовой фации.

Среди минеральных парагенезисов толщи "С" существенно метапелитового состава там широко распространена ассоциация Кв + Пл + Кпш + Сил + Гр + Би + Корд + Шп (главным образом в контакте с кордиеритом). Здесь же встречаются парагенезисы: Кв + Пл + Би + Гр + гиперстен (иногда замещен-

Таблица 28

Состав минералов в ксенолитах двупироксеновых гнейсов из калиевых базальтоидов

Состав	Кв + Пл + Кпш + РП + МП + Аки + Рудн						
	517-75				519-75		
	РП	МП	Пл	Ильм	РП	МП	Кпш
SiO ₂	50,32	49,78	59,23		49,39	49,33	63,86
TiO ₂	0,02	0,26	-	24,22	0,03	0,28	-
Al ₂ O ₃	1,81	3,28	22,43		2,09	3,67	18,35
FeO	27,12	13,49	-	62,72	26,22	12,21	-
MnO	1,51	0,63	-	0,10	1,01	0,39	-
MgO	17,75	10,59	-	0,32	19,03	10,84	-
CaO	0,62	19,11	5,94	0,01	0,58	19,72	0,16
Na ₂ O	0,03	1,30	7,52	-	0,02	1,23	6,23
K ₂ O	0,01	He обн.	1,17	-	He обн.	0,01	8,14
Cr ₂ O ₃	He обн.	"	-	-	0,02	0,01	-
Сумма	99,18	98,44	96,31	87,37	98,39	98,68	96,75
Si	1,948	1,926	2,747	-	1,920	1,915	2,978
Ti	0,000	0,007	-	1,221	0,001	0,008	-
Al ^{IV}	0,052	0,074	1,225	-	0,080	0,085	1,008
Al ^{VI}	0,030	0,076		-	0,016	0,083	
Cr	-	-	-	-	0,001	-	-
Fe ²⁺	0,878	0,436	-	3,518	0,852	0,396	-
Mn	0,050	0,021	-	0,006	0,033	0,013	-
Mg	1,024	0,611	-	0,032	1,103	0,627	-
Ca	0,026	0,792	0,295	0,001	0,024	0,820	0,008
Na	0,002	0,098	0,676	-	0,002	0,093	0,563
K			0,069	-	-	0,001	0,484
Сумма	4,011	4,011	5,013	4,778	4,031	4,040	5,042
ΣFe/(ΣFe+ + Mg), ат. %	46,16	41,64	-	-	43,58	38,71	-
Ca/(Ca+Mg), ат. %	2,47	56,45	-	-	2,13	56,57	-
Ca	1,32	43,07	-	-	1,21	44,49	-
Mg	53,06	33,22	-	-	55,73	34,02	-
Fe	45,56	23,70	-	-	43,05	21,49	-
Жд	-	7,6	-	-	-	8,3	-

Кв + Пл + Клш + РП + МП + Аки + Руди						Пл + РП + + МП + + Амф + Би
520-75				521-75		514-75
РП	МП	Пл	Клш	РП	МП	МП
50,94	50,70	59,45	58,63	51,56	50,43	48,96
0,02	0,30	-	-	0,06	0,58	0,89
1,71	3,28	24,77	24,41	2,65	5,20	6,80
24,99	10,89	0,06	0,06	21,09	10,08	9,48
0,71	0,27	-	-	0,36	0,14	0,14
20,73	11,50	-	-	23,28	11,35	10,97
0,50	20,84	6,31	6,41	0,52	18,99	18,91
0,02	0,92	6,63	4,66	0,07	1,99	2,31
Не обн.	Не обн.	3,96	8,36	Не обн.	0,02	Не обн.
0,03	0,02	-	-	0,03	Не обн.	"
99,66	98,73	101,19	102,54	99,63	98,80	98,47
1,935	1,933	2,665	2,647	1,919	1,907	1,857
0,004	0,008	-	-	0,001	0,016	0,025
0,065	0,067	1,308	1,298	0,081	0,093	0,143
0,012	0,080			0,035	0,139	0,161
0,001	0,001	-	-	0,001		
0,794	0,347	0,002	0,002	0,656	0,319	0,301
0,023	0,009	-	-	0,011	0,004	0,005
1,174	0,653	-	-	1,291	0,639	0,620
0,020	0,851	0,303	0,310	0,021	0,769	0,768
0,001	0,068	0,577	0,408	0,005	0,146	0,170
		0,226	0,481		0,001	
4,026	4,019	5,082	5,148	4,023	4,035	4,050
40,34	34,70	-	-	33,69	33,30	32,68
1,67	56,58	-	-	1,60	54,62	55,33
1,01	45,97	-	-	1,07	44,53	45,47
39,94	35,27	-	-	65,60	37,00	36,71
59,05	18,74	-	-	33,33	18,47	17,82
-	8	-	-	13,9	13,9	16,10

ный куммингтонитом) и Кв + Гр + пироксен + сфен + скаполит + Ка. К.Б. Ке-
пежинскас считает, что по минеральным парагенезисам эти породы аналогичны
верхним частям архейского разреза Шарыжалгайского выступа Сибирской плат-
формы, где такие породы классифицировались как эталон максимальных ступе-
ней амфиболитовой фации, непосредственно переходящей в гранулитовую (Хлес-
тов, 1970).

ЭКЛОГИТОПОДОБНЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС

Эклогитоподобные ксенолиты встречаются относительно редко и пока обна-
ружены лишь в вулканическом центре Шаварын-Царам Тарятской впадины, наи-
более богатом различными типами глубинных включений. По данным Л.В. Фили-
пова, обнаружившего такие ксенолиты, они характеризуются парагенезисом РП +
+ МП + Гр + Пл.

Часть минералов этих пород, предоставленная в наше распоряжение,
проанализирована и изучена. Наиболее существенный интерес для гене-
тической характеристики этих пород и выявления основных особенностей соста-
ва представляют гранаты и клинопироксены.

Гранаты данного парагенезиса характеризуются самой высокой железис-
тостью ($f = 36\%$; табл. 29) по сравнению с гранатами из эклогитового и
лерцолитового парагенезисов. По этому параметру они сопоставимы лишь с
мегакристами пиропса (см. табл. 15). В то же время содержание Са-компо-
нента, которое иногда рассматривается как четкий индикатор условий формиро-
вания (Соболев, 1974), в них практически идентично с гранатами других па-
рагенезисов и равно 12–13%.

Гранаты эклогитоподобных ксенолитов Монголии по железистости и
кальциевости сопоставимы с гранатами метаморфических комплексов из
пироповых перидотитов и эклогитов в пироповых перидотитах, описанных
как гранаты эклогитов троктолитового типа (Фации., 1974).

Таблица 29

Состав эклогитоподобных пород из ксенолитов в калиевых щелочных базаль-
тоидах вулкана Шаварын-Царам

Состав	Гр + РП + МП + Пл				
	Обр. 1			Обр. 2	
	Гр	МП	Пл	МП	Гр
SiO ₂	41,70	49,30	56,50	49,08	42,19
TiO ₂	0,16	1,12	0,02	1,35	0,59
Al ₂ O ₃	22,44	8,67	26,76	8,23	22,67
FeO	15,79	7,38	0,18	8,28	15,56
MnO	0,27	0,04	Не обн.	0,05	0,32
MgO	15,94	11,67	"	11,11	15,59
CaO	4,67	18,69	9,11	20,45	5,31
Na ₂ O	0,05	2,74	6,14	1,58	0,11
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,42	Не обн.	Не обн.
Сумма	101,03	98,62	99,12	100,14	102,34

Таблица 29 (окончание)

Состав	Гр + РП + МП + Пл				
	Обр. 1			Обр. 2	
	Гр	МП	Пл	МП	Гр
Si	3,022	1,827	2,562	1,821	3,019
Ti	0,009	0,031	0,001	0,038	0,032
Al ^{IV} } Al ^{VI} }	1,917	0,173	1,429	0,179	1,912
		0,205		0,181	
Fe ²⁺	0,957	0,229	0,007	0,257	0,931
Mn	0,016	0,001	-	0,001	0,019
Mg	1,722	0,645	-	0,614	1,663
Ca	0,363	0,742	0,442	0,813	0,408
Na	0,007	0,167	0,539	0,113	0,015
K	-	-	0,024	-	-
Сумма	8,014	4,051	5,005	4,018	7,999
$\Sigma Fe(\Sigma Fe+Mg)$, ат. %	35,72	26,2	-	29,50	35,89
Ca(Ca+Mg), ат. %	17,41	53,5	-	56,97	19,70
Ca	11,93	45,91	-	48,28	13,59
Mg	56,61	39,91	-	38,46	55,40
Fe	31,46	14,17	-	15,26	31,01
Жд	-	18,60	-	14,70	-

Субкальциевые авгиты данных эклогитоподобных пород представлены высокожелезистой разновидностью ($f = 26-29\%$), которая отличается также значительным содержанием Са-компонента ($\sim 50\%$). Отсюда большие значения отношения $100 Ca / (Ca + Mg)$, равные 54-57%. Клинопироксены характеризуются также довольно высоким содержанием Na_2O (2,7 и 1,6%) и Al^{VI} (0,205 и 181%), весьма близким к концентрациям этих элементов в диопсидах магнезиальных эклогитов ультраосновной ассоциации и в хромдиопсидах перцолитового парагенезиса. В то же время они бесхромовые и содержат более высокие концентрации TiO_2 (1,1 и 1,3%), чем хромдиопсиды перцолитового парагенезиса. Вместе с тем они отличаются от клинопироксенов из эклогитов метаморфических комплексов именно этими перечисленными особенностями состава (большая f , кальциевость и титанистость; меньшее содержание жадеитовой составляющей; рис. 53).

Учитывая отмеченные особенности состава эклогитоподобного плагиоклазосодержащего парагенезиса и, в первую очередь, своеобразный состав клинопирок-

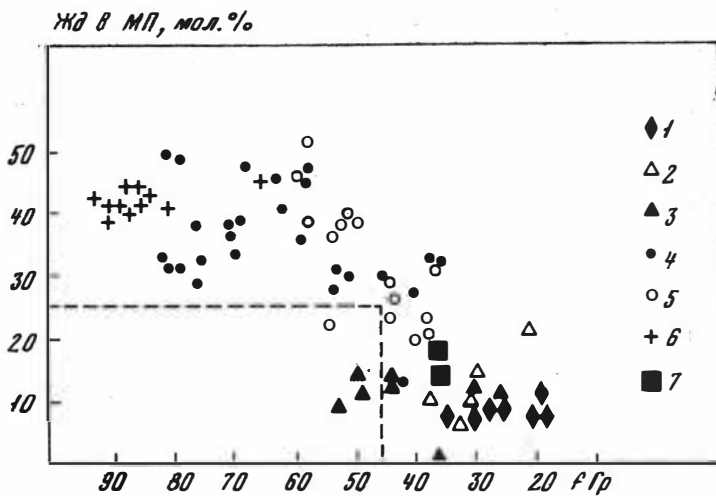


Рис. 53. Состав сосуществующих гранатов и клинопироксенов из эклогитоподобных ксенолитов Монголии и гранатосодержащих пород метаморфических и гипербазитовых комплексов

1 – пироповые перидотиты; 2–6 – эклогиты: 2 – пироповых перидотитов, 3 – серпентинитов, 4 – сланцево-гнейсовых комплексов, 5 – дистеновых сланцево-гнейсовых комплексов, 6 – глаукофан-сланцевых комплексов (по данным Н.В. Соболев, в кн. "Фации регионального метаморфизма высоких давлений", 1974); 7 – эклогитоподобные ксенолиты Монголии (по данным автора)

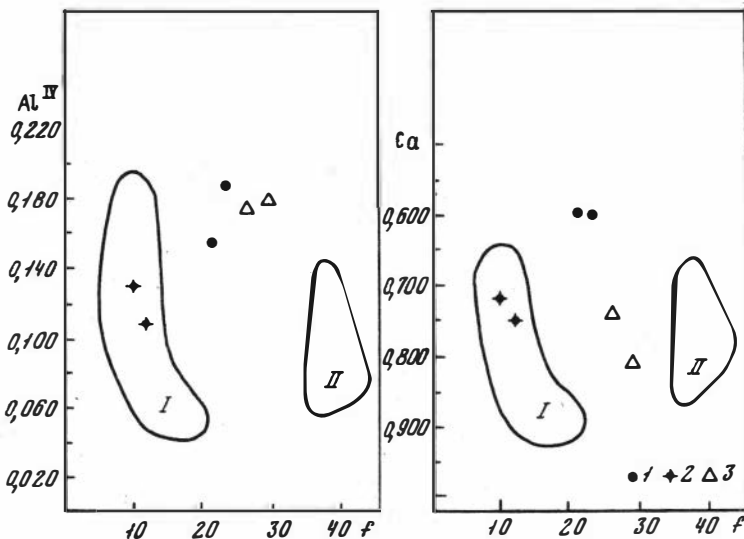


Рис. 54. Состав клинопироксенов из ксенолитов разных гранатосодержащих парагенезисов Монголии

1 – железисто-магнезиальные эклогиты; 2 – магнезиальные эклогиты; 3 – эклогитоподобные породы. I и II – поля составов клинопироксенов из ультраосновных шпинельсодержащих (I) и гранулитовых (II) парагенезисов

сенов данного парагенезиса, можно сделать вывод, что рассматриваемые ксенолиты отличаются от эклогитов и эклогитоподобных пород метаморфических комплексов и занимают промежуточное положение между коровыми и мантийными эклогитами (эклогиты в пироповых перидотитах и Gr-МП пары пироповых перидотитов; рис. 54).

ЭКЛОГИТОВЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС

Ксенолиты данного парагенезиса пока обнаружены только среди фрагментов глубинного вещества, вынесенных на поверхность вулканом Шаварын-Царам. Они являются биминеральными породами, сложенными гранатом и клинопироксеном (Гр + Мп). Состав минералов, структурные особенности, внешний облик эклогитов и взаимоотношения с другими типами ксенолитов различны. На этом основании выделено два типа эклогитов: 1) самостоятельные железисто-магнезиальные эклогиты и 2) магнезиальные эклогиты, тесно связанные с пироповыми перцолитами.

Железисто-магнезиальные эклогиты встречаются в небольших (5 × 7 см) округлых ксенолитах, которые отличаются от всех других ксенолитов крупной зернистостью. Они сложены темно-красным с оранжевым оттенком пиропом и черным идиоморфным субкальциевым авгитом. Максимальные размеры зерен 4–5 мм, иногда 1 см. Количественно преобладает темный клинопироксен, обуславливая черный цвет эклогитов. Пироп образует гнездообразные скопления более мелких зерен, весьма неравномерно распределенных в пироксеновом агрегате. Породы относятся к типичным эклогитам, в которых железистость Гр не превышает 29%.

Гранат кальциево-магнезиально-железистого состава имеет железистость выше, чем в магнезиальных эклогитах, но ниже, чем в эклогитоподобном парагенезисе с Пл ($f=36$ и 28%) (рис. 55). Такое же промежуточное положение они занимают по содержанию Cr_2O_3 , обнаруживая в этом отношении сходство с малохромистыми гранатами (рис. 56). Концентрации Na_2O достигают всего лишь сотых долей процента, а кальциевого компонента – 1,3% (табл. 30).

Клинопироксены черных Fe-Mg эклогитов имеют весьма своеобразный состав (табл. 30). С одной стороны, по железистости, равной 21–23%, они

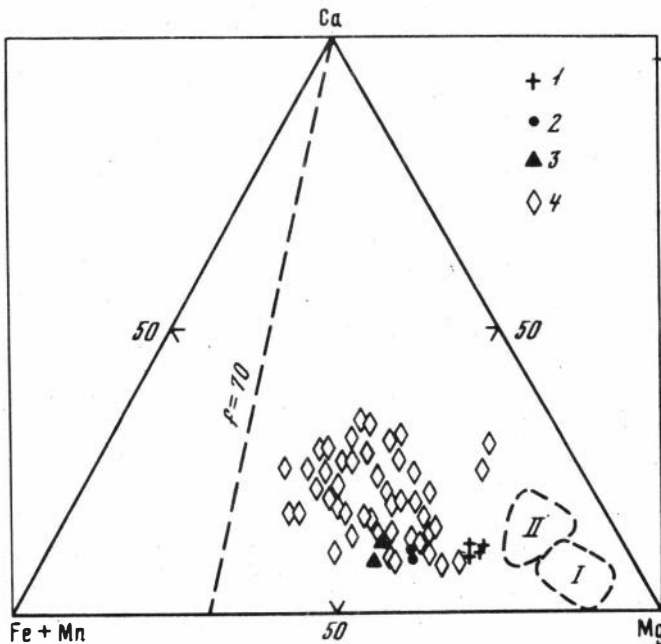


Рис. 55. Состав Ca-Mg-Fe гранатов из глубинных ксенолитов в калиевых базальтоидах эруптивного центра Шаварын-Царам

1–4 гранаты:

1 – из перцолитов, вебстеритов и магнезиальных эклогитов, 2 – железисто-магнезиальных эклогитов, 3 – эклогитоподобных пород, 4 – ксенолитов из кимберлитовых трубок; эклогитов, алмазонасных эклогитов, включений в алмазах (Соболев, 1974). I – поле составов большинства гранатов из перидотитовых ксенолитов; II – поле составов магнезиальных гранатов из алмазов

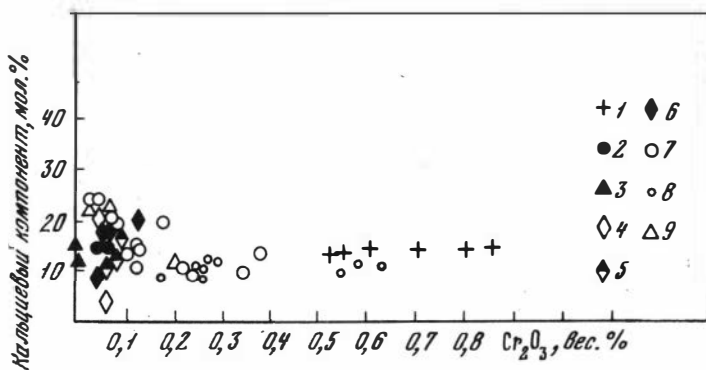


Рис. 56. Состав Ca-Mg-Fe-гранатов из глубинных ксенолитов Хангая

1-3 - то же, что и на рис. 55, 4-9 гранаты эклогитовых парагенезисов в кимберлитах (Соболев, 1974): 4 - из алмазов, 5 - сростков с алмазами, 6 - алмазоносных эклогитов, 7 - эклогитов, 8 - вебстеритов, 9 - дистеновых эклогитов и гроспидитов

приближаются к авгитам, салитам и омфацитам гранулитовых парагенезисов, но, с другой стороны, имеют такую низкую кальциевость, которая не отмечалась в клинопироксенах даже магнезиальных эклогитов и высокотемпературных дупироксеновых парагенезисов ультраосновного состава ($100 \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg}) = 40\%$). Обращает на себя внимание также их низкая хромистость, как и в сосуществующих пиробах, и содержание жадеита, вполне сопоставимое с жадеитовым компонентом клинопироксена эклогитов.

Если для магнезиальных эклогитов геологическими особенностями определяется тесная связь их с ультраосновными глубинными ксенолитами, то для железисто-магнезиальных эклогитов "степень их глубинности" не столь очевидна, тем более, что определения температуры равновесия такого биминерального парагенезиса затруднено отсутствием соответствующего качественного геотермометра.

Поэтому для генетических выводов уместны сопоставления данных эклогитов с коровыми эклогитами, с одной стороны, и глубинными типами эклогитовых ксенолитов из кимберлитов, с другой.

От коровых эклогитов метаморфических комплексов они отличаются весьма существенно (Фашии..., 1974), особенно по железистости. Железистость пиропов из железисто-магнезиальных эклогитов Монголии значительно ниже, чем гранатов в метаморфических эклогитах. Клинопироксены монгольских эклогитов, наоборот, более железисты. Поэтому на диаграмме сопряженного изменения составов ассоциирующих Гр и МП рассматриваемый эклогитовый парагенезис занимает четко обособленное положение (рис. 57), тяготея к полю пироповых перидотитов.

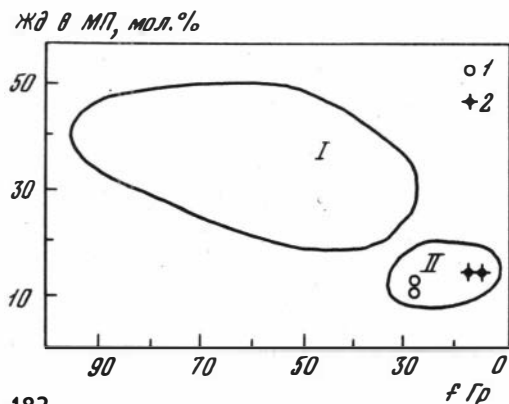


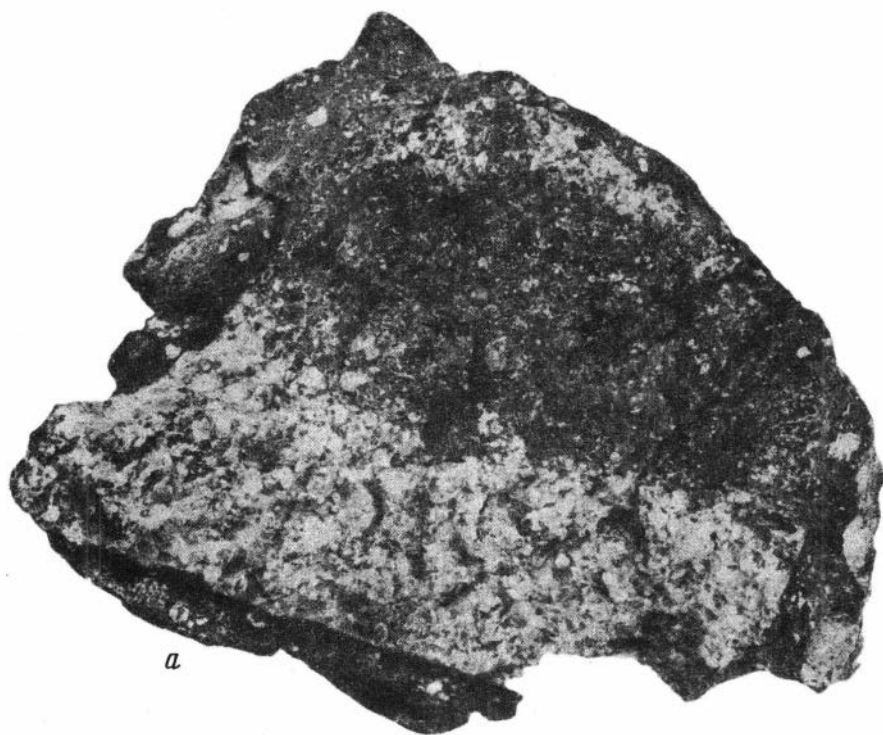
Рис. 57. Состав сосуществующих гранатов и клинопироксенов из эклогитовых парагенезисов Монголии

I - железисто-магнезиальные эклогиты; 2 - магнезиальные эклогиты; I, II - поля составов Гр и МП из гранатосодержащих пород метаморфических (I) и гипербазитовых (II) комплексов (Соболев, 1974)

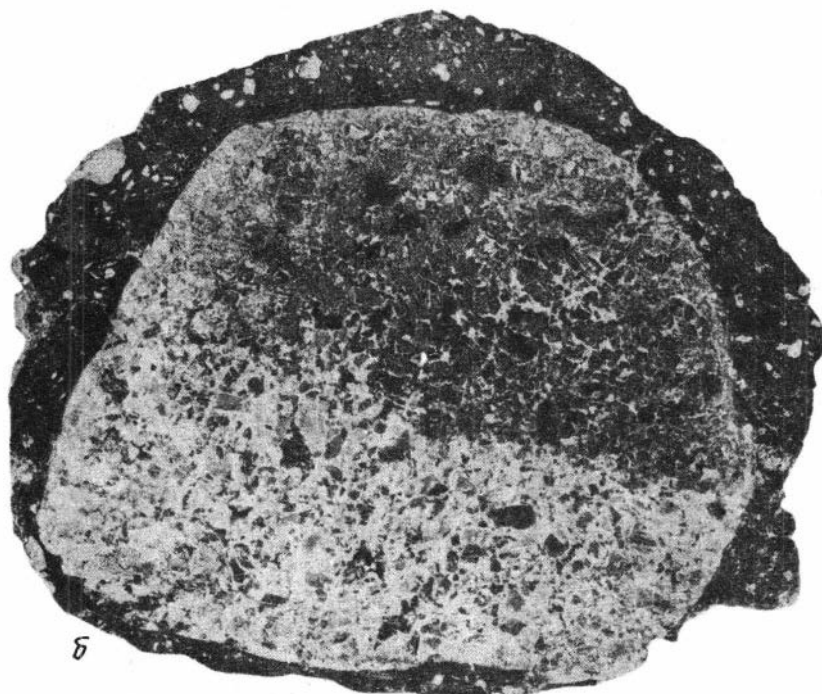
Таблица 30

Состав эклогитов из щелочных базальтоидов калиевой ассоциации вулкана Шаварын-Царам

Состав	ГР + МП							
	Магнезиальные эклогиты				Железисто-магнезиальные эклогиты			
	156-75		159-75		184-75		183-75	
	Гр	МП	Гр	МП	Гр	МП	Гр	МП
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42,67	51,88	42,22	51,11	40,80	49,50	41,16	50,20
TiO ₂	0,16	0,76	0,16	0,46	0,04	0,97	0,38	0,77
Al ₂ O ₃	22,48	6,63	22,54	6,75	22,09	7,37	21,91	7,44
Cr ₂ O ₃	0,55	0,17	0,54	0,40	0,05	0,002	0,06	0,02
FeO	7,28	3,58	7,24	3,26	12,24	8,96	12,32	7,80
MnO	0,27	0,07	0,27	0,11	0,30	0,27	0,30	0,14
MgO	20,83	14,92	20,86	15,59	17,39	16,45	17,81	16,10
CaO	4,93	19,26	4,93	18,36	4,97	15,29	5,05	15,07
Na ₂ O	0,02	1,94	0,03	1,79	0,03	1,50	0,03	1,68
K ₂ O	-	0,01	-	He обн.	He обн.	0,01	He обн.	He обн.
Сумма	99,22	99,24	98,80	97,82	97,92	100,22	98,69	99,22
Si	3,036	1,891	3,018	1,870	3,012	1,812	3,017	1,846
Ti	0,008	0,021	0,008	0,013	0,002	0,028	0,021	0,021
Al ^{IV}		0,109		0,130		0,188		0,154
Al ^{VI}	1,884		1,898		1,922		1,892	
		0,176		0,167		0,133		0,168
Cr	0,031	0,005	0,030	0,012	0,003	-	0,003	0,001
Fe ²⁺	0,433	0,109	0,433	0,102	0,756	0,275	0,755	0,240
Mn	0,016	0,002	0,016	0,008	0,019	0,009	0,019	0,004
Mg	2,209	0,810	2,293	0,867	1,914	0,898	1,909	0,883
Ca	0,376	0,752	0,377	0,734	0,393	0,601	0,396	0,594
Na	0,003	0,137	0,003	0,129	0,005	0,106	0,004	0,120
K	-	0,001	-	-	-	-	-	-
Сумма	7,999	4,012	8,010	4,027	8,026	4,050	8,016	4,031
ΣFe/(ΣFe+Mg), ат.%	16,39	11,87	15,88	10,52	28,31	23,44	28,34	21,37
Ca/(Ca+Mg), ат.%	14,54	48,14	14,12	45,85	17,03	40,09	17,18	40,22
Cr/(Cr+Al), ат.%	1,62	1,72	1,56	3,88	0,15	-	0,16	0,31
Ca	12,76	45,00	12,15	43,10	12,83	33,88	12,90	34,59
Mg	73,19	48,47	73,90	50,91	62,49	50,62	62,18	51,42
Fe	14,35	6,52	13,95	5,99	24,68	15,50	24,59	13,98
Жд	15,65	15,65	-	14,80	-	11,95	-	14,40



а



б

Рис. 58. Полосчатые глубинные ксенолиты из пирокластических отложений эруптивного центра Шаварын-Царам (Хангай) Нат. вел.

а): темная полоса - эклогит, более светлая - пироловый лерцолит; б): темная - шпинелевый вебстерит, более светлая - шпинелевый лерцолит

В то же время гранаты железисто-магнезиальных эклогитов близки по составу к пироп-альмандиновым включениям в алмазах даже по CaO и Cr_2O_3 но отличаются меньшей величиной f (см. рис. 55, 56) и меньшими концентрациями рассеянного Na ($\text{Na}_2\text{O} = 0,03-0,04$ и $0,09-0,22\%$). Клинопироксены сравниваемых парагенезисов менее сходны, хотя иногда наблюдается значительное сходство, например с омфацитами из алмазов Урала. Вместе с тем есть много общего (включая содержание Cr_2O_3 в гранатах) между минеральным составом железисто-магнезиальных эклогитов в базальтах кимберлитов.

Таким образом, отличие железисто-магнезиальных эклогитов Хангая от коровых эклогитов метаморфических комплексов по составу сосуществующих минералов вполне определено. Вместе с тем, намечается определенное сходство с эклогитовыми парагенезисами из кимберлитов и пироповых перидотитов.

Магнезиальные эклогиты представлены темно-зеленой магнезиальной разновидностью, которая парагенетически тесно связана с ультраосновными гранатсодержащими породами. Эклогиты образуют одну из зон неоднородного полосчатого нодуля величиной 15 см, другие слои которого сложены пироповыми лерцолитами и порфиroidными пироповыми вебстеритами. Мощность прослоев и линз 4-6 см, контакты четкие (рис. 58, а). Состав гранатов и клинопироксенов в магнезиальных эклогитах практически идентичен составу аналогичных минералов в пироп-лерцолитовом и пироп-вебстеритовом парагенезисах. Эти особенности указывают на генетическую связь магнезиальных эклогитов с гранатсодержащими породами ультраосновной ассоциации, которой они фактически принадлежат.

От железисто-магнезиальных черных эклогитов они резко отличаются более мелкой зернистостью, зеленой окраской и составом гранат-пироксенового парагенезиса (см. табл. 30, рис. 55-57). И в пиробах, и в клинопироксенах отмечаются меньшая железистость, наличие примеси Cr_2O_3 , а также более высокая кальциевость в пироксене ($\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg}) = 48\%$).

Сопоставление с глубинными парагенезисами аналогичного типа в кимберлитах (Соболев, 1974) показывает следующее. Пиропы магнезиальных эклогитов Хангая отличаются от магнезиальных гранатов в алмазах меньшими концентрациями Cr_2O_3 , большей f и более высоким содержанием Са-компонента (см. рис. 55, 56). Сосуществующие клинопироксены тех же ассоциаций обнаруживают расхождения в составе благодаря меньшему содержанию жадеитовой составляющей и большему $-\text{Al}^{\text{VI}}$ в монгольских ксенолитах. В то же время со многими ксенолитами эклогитов ультраосновной группы в кимберлитах устанавливается полная аналогия по минеральному составу.

ШПИНЕЛЬСОДЕРЖАЩИЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ УЛЬТРАОСНОВНОЙ АССОЦИИ

Данную ассоциацию ксенолитов образуют различные петрографические разновидности пород (лерцолиты, вебстериты и клинопироксениты), которые характеризуются тремя парагенезисами: лерцолитовым ($\text{Ол} + \text{РП} + \text{МП} + \text{Шп} \pm \text{Фл}$), вебстеритовым ($\text{РП} + \text{МП} + \text{Шп}$) и верлитовым ($\text{Ол} + \text{МП} + \text{Шп}$). Кроме того, наблюдаются мономинеральные клинопироксениты. По сравнению с ультраосновными ксенолитами Дариганги, где каждый из отмеченных парагенезисов отличался большим разнообразием петрографических видов, а состав сосуществующих минералов одного и того же парагенезиса варьировал в весьма широком диапазоне, ультрамафиты Хангая образуют во всех отношениях более однородную группу. Среди них преобладают шпинелевые перидотиты лерцолитового парагенезиса, а вебстериты и клинопироксениты представлены единичными пробами. Состав минералов во всех перечисленных парагенезисах близок (табл. 31), поэтому для них минералогическая характеристика дана в одном разделе.

Шпинель-лерцолитовый парагенезис наблюдается в мелких (1-5 см) ксенолитах угловатой и округлой формы в потоках и субвулканических телах и крупных фрагментах величиной до 30-40 см, со сглаженными очертаниями. Эти

Таблица 31

Состав минералов в ксенолитах шпинелевых лерцолитов из калиевой ассоциации щелочных

Состав	Ол + РП + МП + Шп							
	Вулкан Шаварын-Царам							
	1626-75* вебстерит				162-75* лерцолит			
	Ол	РП	МП	Шп	Ол	РП	МП	Шп
SiO ₂	40,74	53,34	51,03	-	39,95	54,45	51,20	
TiO ₂	0,01	0,07	0,68	0,18	-	0,08	0,70	
Al ₂ O ₃	-	5,02	6,69	55,79	-	4,61	6,60	
Cr ₂ O ₃	-	0,21	0,81	9,82	-	0,31	0,74	
FeO	11,19	6,37	2,75	10,81	13,47	6,37	2,76	
MnO	0,16	0,10	0,09	0,13	0,19	0,08	0,09	
MgO	48,03	33,41	14,71	21,44	47,08	33,05	14,77	
CaO	0,06	0,86	18,71	-	0,06	0,92	18,64	
Na ₂ O	-	0,16	2,10	-	-	0,18	1,98	
K ₂ O	-	-	0,01	-	-	-	0,01	
NiO	-	-	-	-	-	-	-	
Сумма	100,20	99,54	97,59	98,17	100,76	100,0	97,50	
Si	1,002	1,859	1,887	-	0,989	1,885	1,893	
Ti	-	0,002	0,020	0,004	-	0,002	0,019	
Al ^{IV}	-	0,141	0,113	1,734	-	0,115	0,107	
Al ^{VI}	-	0,065	0,180	-	-	0,073	0,180	
Cr	-	0,006	0,022	0,205	-	0,028	0,022	
Fe ²⁺	0,230	0,185	0,084	0,238	0,279	0,184	0,085	
Mn	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	
Mg	1,760	1,735	0,811	0,843	1,737	1,705	0,814	
Ca	0,002	0,032	0,740	-	0,002	0,034	0,738	
Na	-	0,011	0,151	-	-	0,012	0,142	
K	-	-	0,001	-	-	0,001	0,001	
Ni	-	-	-	-	-	-	-	
Сумма	2,998	4,039	4,010	3,027	3,011	4,021	4,005	
ΣFe/(ΣFe+ +Mg), ат. %	11,56	9,63	9,38	22,02	13,84	9,74	9,45	
Ca/(Ca+ +Mg), ат. %	-	1,81	47,71	-	-	1,96	47,55	
Cr/(Cr+Al),	-	2,83	6,98	10,57	-	4,08	7,12	
Ca	-	1,64	42,56	-	-	1,77	45,08	
Mg	-	88,88	49,60	-	-	88,66	49,72	
Fe	-	9,48	5,13	-	-	9,57	5,19	
Жд	-	-	16,55	-	-	-	16,10	

Ол + РП + МП + Шп

Вулкан Шаварын-Царам

		164-75		В-3		В-4	
Шп	Ол	МП	Шп	Ол	РП	Ол	РП
	41,96	52,12	-	40,49	55,00	40,81	55,65
0,18	0,01	0,72	0,20	0,01	0,12	0,02	0,12
58,28	-	6,52	54,97	-	4,50	-	3,98
7,86	-	0,61	10,77	-	0,23	-	0,56
10,69	11,06	2,91	10,87	10,65	6,78	10,75	6,78
0,15	0,16	0,09	0,15	0,12	0,11	0,14	0,11
21,54	48,72	15,03	21,32	48,18	32,86	48,25	32,71
-	0,08	19,48	-	0,04	0,54	0,03	0,57
-	-	1,91	-	0,03	0,18	-	0,12
-	-	0,02	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
98,70	102,0	99,32	98,27	99,52	100,33	100,0	100,62
-	1,010	1,895	-	1,000	1,897	1,003	1,914
0,003	-	0,017	0,004	0,002	0,003	-	0,002
1,786	-	0,105	1,713	-	0,103	-	0,086
-	-	0,174	-	-	0,080	-	0,075
0,162	-	0,017	0,225	-	0,006	-	0,016
0,232	0,223	0,088	0,240	0,220	0,196	0,221	0,196
0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002
0,835	1,749	0,814	0,840	1,774	1,691	1,768	1,677
-	0,002	0,758	-	0,001	0,020	0,001	0,021
-	-	0,135	-	0,001	0,012	-	0,007
-	-	0,001	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
3,022	2,989	4,008	3,027	3,000	4,011	2,996	3,997
21,74	11,31	9,76	22,22	11,03	10,39	11,11	10,46
-	-	48,22	-	-	1,17	-	1,24
8,32	-	5,74	11,61	-	3,17	-	9,04
-	-	45,66	-	-	1,05	-	1,11
-	-	49,03	-	-	88,67	-	88,54
-	-	5,30	-	-	10,28	-	10,35
-	-	15,45	-	-	-	-	-

Таблица 31 (продолжение)

Состав	Ол + РП + МП + Шп					
	Вулкан Шаварын-Царам					
	В-4		Агафонов и др., 1975			n = 4
	РП	МП	Ол	РП	МП	Шп
SiO ₂	55,05	51,98	40,82	55,41	52,38	-
TiO ₂	0,14	0,60	-	0,13	0,68	0,15
Al ₂ O ₃	4,25	6,98	-	4,40	6,77	58,56
Cr ₂ O ₃	0,23	0,66	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
FeO	6,86	2,80	10,18	6,48	2,85	11,17
MnO	0,11	0,08	0,10	0,07	0,07	0,07
MgO	33,38	14,37	47,69	32,02	14,61	20,96
CaO	0,43	19,63	0,04	0,56	19,90	-
Na ₂ O	0,11	2,08	-	0,13	1,98	-
K ₂ O	-	-	-	0,02	0,01	-
NiO	-	-	0,23	-	-	-
Сумма	100,55	99,18	99,06	99,54	100,02	99,83
Si	1,895	1,892	1,012	1,921	1,901	-
Ti	0,003	0,016	-	0,003	0,018	0,003
Al ^{IV}	0,105	0,108	-	0,079	0,099	1,781
Al ^{VI}	0,067	0,191	-	0,101	0,190	-
Cr	0,006	0,019	-	0,009	0,021	0,183
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,197	0,085	0,241	0,188	0,087	0,241
Mn	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	1,713	0,779	1,762	1,654	0,790	0,806
Ca	0,016	0,765	0,001	0,020	0,774	-
Na	0,007	0,147	-	0,009	0,139	-
K	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	0,004	-	-	-
Сумма	4,015	4,006	2,992	3,974	4,021	3,016
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, ат. %	10,31	9,84	10,70	10,21	9,92	23,02
Ca/(Ca+Mg), ат. %	0,93	49,55	-	1,19	49,49	-
Cr/(Cr+Al), ат. %	3,37	5,97	-	4,76	6,77	9,32
Ca	0,83	46,96	-	1,07	46,88	-
Mg	88,94	47,82	-	88,82	47,84	-
Fe	10,23	5,22	-	10,10	5,27	-
Жд	-	16,90	-	-	16,45	-

Ол + РП + МП + Шп

Пирокластические выбросы вулкана Хорог

142-70				5-71			
Ол	РП	МП	Шп	Ол	РП	МП	Шп
40,50	54,50	51,80	2,10	40,20	53,80	51,80	2,60
-	0,35	0,75	0,70	-	0,25	0,62	0,07
-	4,89	7,32	58,45	0,37	4,52	6,50	52,57
-	0,22	0,55	8,15	Следы	0,31	0,69	12,00
-	-	-	2,78	8,23	-	-	1,70
12,00	7,82	3,84	7,44	1,92	7,04	3,64	9,35
0,25	0,13	0,02	0,09	0,18	0,23	0,12	0,29
46,53	30,94	15,27	19,69	47,02	32,08	16,73	19,98
Следы	0,60	18,75	-	Следы	0,80	17,74	-
"	0,15	1,75	-	"	0,20	1,70	-
0,03	0,19	0,30	-	0,05	0,08	0,09	-
0,35	0,10	0,06	0,05	0,35	0,06	0,07	0,26
99,65	99,89	100,16	99,45	99,22	99,27	99,30	99,09
1,007	1,895	1,872	0,054	1,008	1,885	1,879	0,068
-	0,010	0,021	0,014	-	0,008	0,017	0,001
-	0,105	0,128	1,765	0,012	0,115	0,121	1,632
-	0,095	0,184			0,070	0,158	
-	0,004	0,017	0,166	-	0,008	0,021	0,250
-	-	-	-	-	-	-	-
0,249	0,228	0,115	0,212	0,193	0,204	0,111	0,239
0,006	0,004	0,002	0,001	0,004	0,006	0,002	0,006
1,724	1,602	0,821	0,752	1,758	1,676	0,904	0,784
-	0,023	0,708	-	-	0,023	0,673	-
-	0,012	0,121	-	-	0,012	0,113	-
-	0,008	0,013	-	0,002	0,004	0,004	-
-	0,002	0,002	0,001	0,007	0,002	0,002	0,006
2,986	3,988	4,004	2,965	2,984	4,013	4,005	2,986
12,69	12,45	12,28	21,99	9,87	10,85	10,85	23,76
-	1,41	46,30	-	-	1,35	42,67	-
-	1,96	5,20	8,60	-	4,14	7,00	11,73
-	1,24	43,06	-	-	1,24	39,86	-
-	86,45	49,93	-	-	88,07	53,55	-
-	12,30	6,99	-	-	10,71	6,57	-
-	-	15,25	-	-	-	13,55	-

Таблица 31 (продолжение)

Состав	Ол + РП + МП + Шл						
	Пирокластические вы- бросы вулкана Хорог		Лавовый шлейф вулкана Нарин-Гичигене				
	В-1		9-71				
	Ол	РП	Ол	РП	МП	Шл	
SiO ₂	40,85	53,77	40,40	54,60	51,50	2,00	
TiO ₂	0,02	0,16	-	0,25	0,70	0,05	
Al ₂ O ₃	0,04	5,51	Следы	4,74	7,14	58,18	
Cr ₂ O ₃	-	0,29	-	0,14	0,58	7,47	
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	0,58	4,00	
FeO	10,31	6,45	10,87	7,43	2,90	6,50	
MnO	0,10	0,10	0,25	0,18	0,18	0,23	
MgO	48,23	31,80	46,53	31,18	15,47	20,79	
CaO	0,07	0,98	-	0,60	18,36	-	
Na ₂ O	0,04	0,18	0,01	0,20	1,85	-	
K ₂ O	-	-	0,06	0,10	0,24	-	
NiO	-	-	0,33	0,10	0,35	0,26	
Сумма	99,66	99,26	99,05	99,52	100,53	99,48	
Si	1,005	1,876	1,011	1,905	1,866	0,051	
Ti	-	0,004	-	0,008	0,019	-	
Al ^{IV}		0,124	-	0,095	0,134	1,767	
Al ^{VI}	0,001	0,103		0,098	0,161		
Cr		0,008	-	0,004	0,007	0,152	
Fe ³⁺	-	-	-	-	0,017		
Fe ²⁺	0,213	0,188	0,227	0,216	0,087	0,218	
Mn	0,002	0,003	0,006	0,006	0,006	0,001	
Mg	1,769	1,653	1,737	1,622	0,834	0,800	
Ca	0,002	0,037	-	0,023	0,712	-	
Na	0,002	0,012	-	0,012	0,131	-	
K	-	-	0,003	0,004	0,009	-	
Ni	-	-	-	0,002	0,011	-	
Сумма	2,994	4,008	2,984	3,995	3,985	2,989	
ΣFe/(ΣFe+Mg), ат.%	10,74	10,21	11,56	11,75	11,90	21,41	
Ca/(Ca+Mg), ат.%	-	2,19	-	1,40	46,05	-	
Cr/(Cr+Al), ат.%	-	3,40	-	2,03	5,45	-	
Ca	-	1,97	-	1,20	43,60	7,34	
Mg	-	88,02	-	87,71	51,07	-	
Fe	-	10,01	-	11,60	5,33	-	
Жд	-	-	-	-	14,60	-	

Ол + РП + МП + Шп

Шток в плейстоценовых потоках р. Чулуту			Плейстоценовый поток в устье р. Сумэин				
100-70			234-70			233-70	
Ол	РП	МП	Ол	РП	МП	Ол	РП
41,00	53,90	48,00	40,50	53,80	51,50	41,00	54,60
-	0,28	0,50	-	0,25	0,63	-	0,26
0,49	3,66	5,66	0,36	4,95	6,28	0,44	5,17
Следы	0,14	0,49	-	0,28	0,72	-	0,22
-	-	0,53	-	-	0,70	-	-
10,80	6,89	3,87	10,62	6,96	2,79	10,95	6,58
0,28	0,18	0,18	0,25	0,15	0,15	0,21	0,20
46,00	31,77	19,25	47,10	32,08	17,46	46,45	31,28
-	1,21	16,66	-	0,60	17,83	-	0,60
0,01	0,55	0,84	Следы	0,20	1,37	0,01	0,15
0,06	0,30	0,38	0,03	0,10	0,20	0,05	0,09
0,35	0,10	0,35	0,04	0,10	0,05	0,34	0,09
99,29	99,14	99,11	99,07	99,47	99,67	99,45	99,24
1,018	1,899	1,810	1,006	1,876	1,864	1,014	1,902
-	0,008	0,014	-	0,008	0,017	-	0,018
0,015	0,101	0,190	0,012	0,124	0,136	0,012	0,098
-	0,051	0,064		0,081	0,134		0,115
-	0,004	0,013	-	0,008	0,022	-	0,004
-	-	0,014	-	-	0,017	-	-
0,224	0,203	0,133	0,221	0,203	0,085	0,237	0,190
0,006	0,006	0,004	0,006	0,004	0,004	0,004	0,006
1,704	1,668	1,081	1,743	1,668	0,942	1,714	1,623
-	0,044	0,673	-	0,023	0,689	-	0,023
-	0,038	0,059	-	0,012	0,096	-	0,012
-	0,012	0,018	-	0,004	0,009	0,003	0,004
0,006	0,002	0,011	0,001	0,002	0,002	0,006	0,002
2,973	4,036	4,073	2,986	4,013	4,017	2,980	3,997
11,62	10,85	11,20	11,20	10,85	9,80	11,69	10,48
-	2,57	38,36	-	1,36	42,24	-	1,38
-	2,56	4,87	-	3,75	7,53	-	1,84
-	2,30	35,87	-	1,21	40,15	-	1,25
-	87,10	57,62	-	88,06	54,89	-	88,59
-	10,60	6,50	-	10,71	4,95	-	10,34
-	-	6,15	-	-	11,50	-	-

Таблица 31 (окончание)

Состав	Ол + РП + МП + Шп					
	Плейстоценовый поток в устье р. Сумэин			Плато в междуречье Туин- и Тациин-Гола		
	233-70			45-71		
	РП	МП	Шп	Ол	РП	МП
SiO ₂	54,60	52,00	2,00	41,00	54,60	52,80
TiO ₂	0,26	0,65	0,05	0,40	0,22	0,75
Al ₂ O ₃	5,17	6,94	57,07	0,60	4,53	6,87
Cr ₂ O ₃	0,22	0,69	9,23	Не обн.	0,21	0,69
Fe ₂ O ₃	-	-	4,77	-	-	0,19
FeO	6,58	3,09	5,73	11,38	8,67	2,94
MnO	0,20	0,15	0,18	0,21	0,13	0,15
MgO	31,28	16,14	20,15	44,66	30,45	15,27
CaO	0,60	18,17	Не обн.	Не обн.	0,60	17,93
Na ₂ O	0,09	0,06	0,28	0,35	0,09	0,06
K ₂ O	0,15	1,65	-	0,01	0,20	1,80
NiO	0,09	0,11	-	0,14	0,10	0,30
Сумма	99,24	99,65	99,46	99,11	99,80	99,75
Si	1,902	1,877	0,051	1,023	1,912	1,901
Ti	0,018	0,019	0,001	0,007	0,006	0,022
Al ^{IV}	0,098	0,123	1,738	0,018	0,088	0,099
Al ^{VI}	0,115	0,172	-	-	0,097	0,195
Cr	0,004	0,021	0,189	-	0,004	0,021
Fe ³⁺	-	-	0,216	-	-	0,004
Fe ²⁺	0,190	0,093	-	0,237	0,254	0,089
Mn	0,006	0,004	0,005	0,004	0,002	0,004
Mg	1,623	0,867	0,776	1,662	1,558	0,817
Ca	0,023	0,703	-	-	0,023	0,692
Na	0,002	0,002	0,006	0,007	0,002	0,002
K	0,012	0,117	-	-	0,013	0,125
Ni	0,004	0,004	-	0,003	0,004	0,013
Сумма	3,997	4,002	2,982	2,961	3,993	3,984
ΣFe/(ΣFe+Mg), ат. %	10,48	9,68	21,77	12,48	13,78	9,82
Ca/(Ca+Mg), ат. %	1,38	44,78	-	-	1,43	45,86
Cr/(Cr+Al), ат. %	1,84	6,64	9,81	-	2,12	6,66
Ca	1,25	42,27	-	-	1,23	43,30
Mg	88,59	52,13	-	-	85,14	51,12
Fe	10,34	5,59	-	-	13,61	5,57
Жд	-	-	-	-	-	-

* Полосчатый ксенолит.

Примечание. Образцы В-1, В-3 и В-4 из коллекции Л.В. Филиппова.

Ол + РП + МП + Шп

Плато Эриэн-Тологой			Долина Озер		
87-71			К-6		
Ол	РП	МП	Ол	МП	Шп
40,10	52,10	51,40	41,75	51,85	-
Не обн.	0,26	0,45	-	-	-
0,44	3,50	4,95	-	3,93	58,22
Следы	Следы	0,30	-	1,36	8,17
Не обн.	0,55	0,50	-	-	-
12,23	6,97	3,09	8,62	2,34	10,93
0,17	0,15	0,21	-	-	-
45,40	35,00	15,73	50,10	15,05	19,64
Не обн.	0,60	18,29	-	21,72	-
0,08	0,16	0,02	-	-	-
Следы	0,12	1,72	-	-	-
0,05	0,10	0,20	-	-	-
99,22	99,65	99,06	100,47	96,25	96,96
1,009	1,836	1,918	1,010	1,944	-
-	0,008	0,013	-	-	-
	0,143	0,082	-	0,056	1,817
0,012	-	0,138	-	0,120	-
-	-	0,009	-	0,040	0,172
-	0,017	0,013	-	-	-
0,257	0,205	0,096	0,174	0,074	0,242
0,004	0,004	0,007	-	-	-
1,700	1,832	0,874	1,806	0,840	0,775
-	0,023	0,731	-	0,872	-
-	0,004	-	-	-	-
-	0,008	0,121	-	-	-
-	0,004	0,009	-	-	-
2,982	4,078	4,011	2,990	3,946	3,006
13,13	10,06	11,08	8,79	8,10	23,79
-	1,24	45,54	-	50,93	-
-	2,72	3,93	-	18,51	8,65
-	1,12	42,97	-	48,80	-
-	88,93	51,98	-	47,00	-
-	9,95	5,65	-	4,14	-
-	-	-	-	-	-

ксенолиты встречаются обычно в пирокластических породах (вулканы Хорог, Шаварын-Царам в Тарятской впадине). Соотношение минералов более стабильное, чем на Дариганге: 30–40% Ол, 30–50% РП, 15–30% МП, а также акцессорная примесь МП. В некоторых случаях количество шпинели возрастет до 5–10%, и в целом количественное содержание этого минерала в лерцолитах Хангая характеризуется большими цифрами, чем на Дариганге. В очень редких случаях, как это имеет место в лерцолитах вулкана Хорог, наряду с перечисленными минералами наблюдаются единичные листочки биотита. В ультраосновных парагенезисах из калиевых базальтоидов, так же как и из натриевых, наблюдается преобладание ромбического пироксена над моноклинным.

Оливин представлен форстеритом с небольшими вариациями железистости от 13 до 10%.

Ортопироксен лерцолитового парагенезиса представлен алюмоэнстатитом, железистость которого практически постоянна (9–10%) и лишь в одном случае увеличивается до 13%. Содержание Al_2O_3 колеблется от 3,5 до 5%. По основным параметрам состава они составляют компактную группу, которая на диаграмме Ca–Mg–Fe в поле ортопироксенов лерцолитового парагенезиса Дариганги занимает лишь небольшую более железистую часть (рис. 59); кальциевый компонент испытывает значительные колебания в интервале 2–9%. На диаграмме, показывающей соотношения содержаний Al^{IV} и Ca и величины железистости (рис. 60), видно, что ортопироксены лерцолитового парагенезиса на Хангае и Дариганге образуют частично перекрывающиеся, но в целом самостоятельные поля составов: хангайское в области больших значений Al^{IV} и даригангское – в области меньших значений Al^{IV} (включая не только алюмоэнстатиты, но и энстатиты).

Клинопироксены лерцолитового парагенезиса представлены, согласно классификации Н.Л. Добрецова с соавторами (Добрецов и др., 1971), субкальциевыми авгитами и в одном случае субкальциевым диопсидом (рис. 61). Несмотря на внешнее сходство ксенолитов лерцолитового парагенезиса на Хангае и Дариганге, состав сосуществующих минералов в двух случаях различен, и это различие ярче всего проявлено в составах моноклинных пироксенов (см. рис. 59, 61). Рассматриваемые клинопироксены на диаграмме Ca–Mg–Fe при практически той же железистости образуют ряд менее кальциевых клинопироксенов, поле составов которых лишь частично перекрывается областью составов субкальциевых авгитов лерцолитового парагенезиса Дариганги. Отношение $Ca/(Ca + Mg)$, являющееся для пироксенов такого парагенезиса функцией температуры минералообразования в них, как правило, значительно ниже, чем в большинстве авгитов Дариганги (см. рис. 59). Таким образом, в целом ксенолиты лерцолитового парагенезиса калиевых базальтоидов Хангая отвечают более высокотемпературной области, чем ультрамафиты из натриевых базальтоидов Дариганги. Отмеченное различие в содержании Ca, а также в содержании чермакитовой составляющей четко обозначено и на рис. 61. Клинопироксены хангайского лерцолитового парагенезиса по концентрации Al^{IV} сопоставляются с теми клинопироксенами Дариганги, которые характеризуются наибольшими содержаниями чермакитового компонента.

Весьма своеобразно соотношение Al^{VI} и Cr в более высокотемпературных клинопироксенах хангайского лерцолитового парагенезиса, которые сопоставляются лишь с наименее хромистыми авгитами Дариганги, содержащими больше Cr (рис. 62). И только соотношения Al^{VI} и Na, характеризующие жадеитовый компонент в сравниваемых клинопироксенах лерцолитового парагенезиса двух групп, остаются в них практически неизменными.

Шпинели данного парагенезиса представлены бурым в шлифах алюминиевым малохромистым плеонастом со стабильной $f = 21–22\%$ (см. табл. 31). Соотношение Al и Cr также мало меняется, и в целом шпинели хангайских ксенолитов более глиноземистые и менее хромистые, чем в аналогичном лерцолитовом парагенезисе Дариганги (рис. 63). Однако единичные лерцолитовые ксенолиты Хангая имеют шпинели с несколько большим содержанием Cr и меньшим – Al, что приближает их к крайним наиболее глиноземистым (и наименее хромистым) членам шпинелевых составов Дариганги.

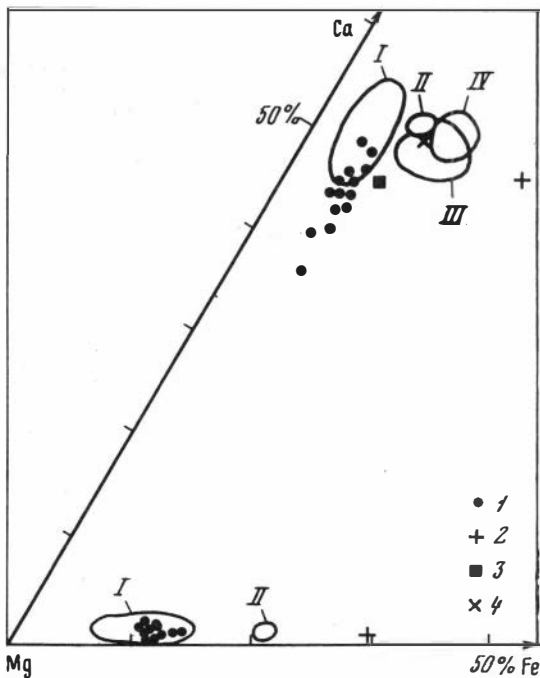


Рис. 59

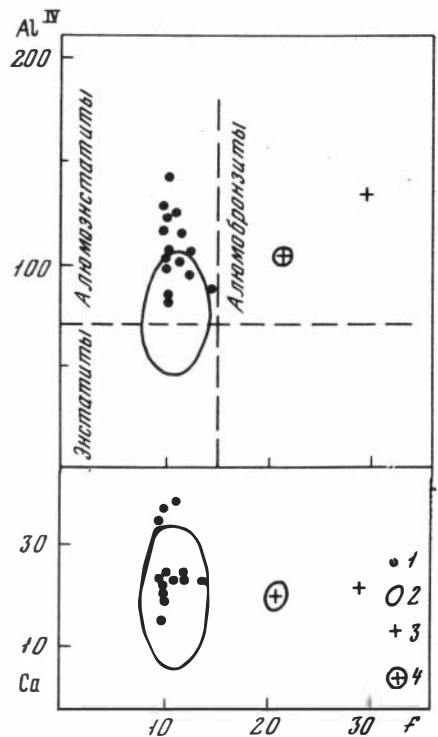


Рис. 60

Рис. 59. Диаграмма Ca-Mg-Fe для пироксенов различных парагенезисов из глубинных ксенолитов Хангая (1-4) и Дариганги (I-IV)

1, I - Ол+РП+МП+Шп; 2, II - РП+МП+Шп; 3, III - Ол+МП+Шп; 4, IV - МП

Рис. 60. Соотношение содержаний Al^{IV} , Ca и железистость в ортопироксенах из ксенолитов различных парагенезисов Монголии

1 - шпинель-лерцолитовый парагенезис Хангая; 2 - поле составов ортопироксенов аналогичного парагенезиса Дариганги; 3 - железисто-магнезиальные клинопироксениты вебстеритового парагенезиса Хангая; 4 - то же для Дариганги

Следует отметить, что среди подавляющего большинства лерцолитовых ксенолитов охарактеризованного парагенезиса встречаются существенно пироксеновые вебстеритовые ксенолиты, для которых характерны преобладание ортопироксена над клинопироксеном и аксессуарная примесь оливина и шпинели (см. табл. 31, обр. 1626-75). Они редко встречаются в виде отдельных фрагментов и, как правило, образуют слои и линзы в шпинелевых лерцолитах (см. рис. 58, б). Мощность слоев 3-4 см. Состав минералов в них такой же, как и в лерцолитах, но наблюдаются структурные отличия. Минералы часто обнаруживают порфиоровидное строение, которое в других типах ксенолитов отсутствует. На фоне крупнозернистого двупироксенового агрегата с зернами величиной 1-2 мм выделяются призматические кристаллы энстатита до 3-4 см величиной.

Вебстеритовый парагенезис (РП+МП±Шп) наблюдается среди ксенолитов из калиевых базальтоидов Хангая очень редко. Он представлен черными железисто-магнезиальными мелкозернистыми породами, в которых преобладает моноклинный пироксен, а ромбический пироксен и шпинель наблюдаются в качестве примеси. Таким образом, по петрографической номенклатуре они соответствуют клинопироксенитам.

Состав минералов, как видно из данных табл. 32 и рис. 59, 61, 62, резко отличается не только от состава пироксенов в других парагенезисах, но и от

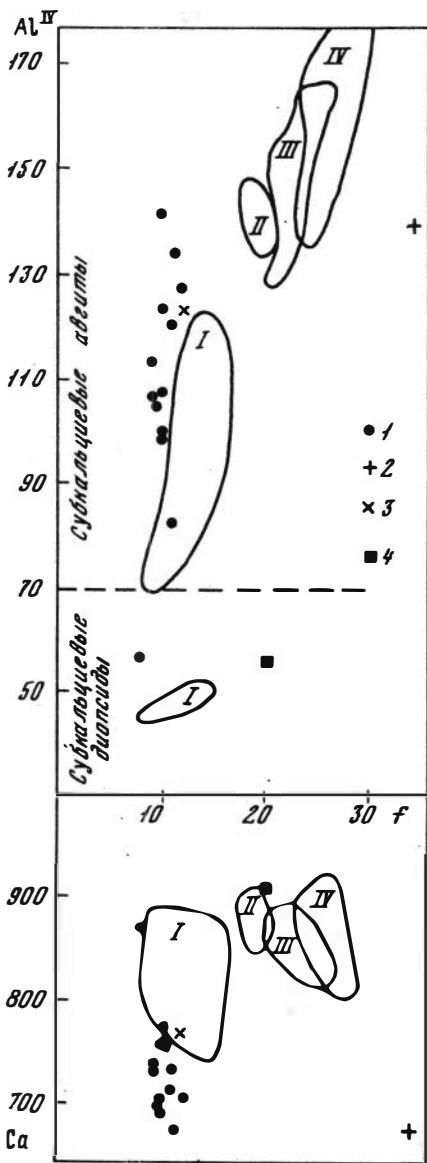


Рис. 61

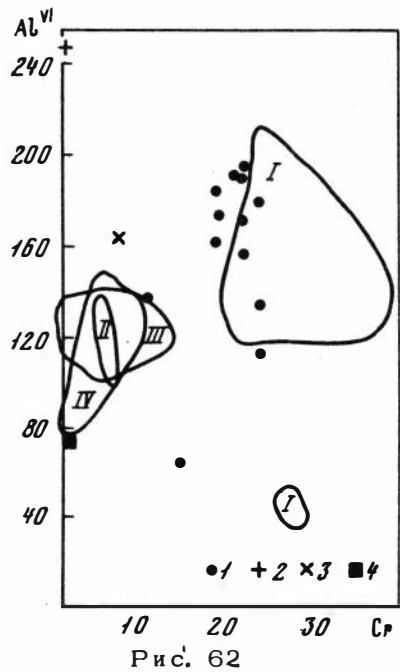


Рис. 62

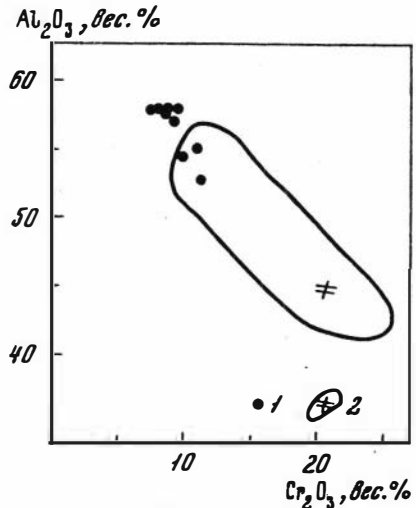


Рис. 63

Рис. 61. Состав клинопироксенов из ксенолитов различных шпинельсодержащих парагенезисов Хангая (1-4) и Дариганги (I-IV)

Парагенезисы: 1, I - лерцолитовый; 2, II - вебстеритовый (железисто-магнезиальный тип), 3 - верлитовый (магнезиальный тип), III - верлитовый (железисто-магнезиальный тип); 4, IV - мономинеральные клинопироксениты (железисто-магнезиальный тип)

Рис. 62. Соотношение содержаний Al^{VI} и Cr в клинопироксенах из ксенолитов шпинельсодержащих парагенезисов Хангая (1-4) и Дариганги (I-IV)

Парагенезисы: 1, I - лерцолитовый, 2, II - вебстеритовый (железисто-магнезиальный тип), 3 - верлитовый магнезиальный тип, III - то же (железисто-магнезиальный тип), 4 - мономинеральные клинопироксениты (магнезиальный тип), IV - то же (железисто-магнезиальный тип)

Рис. 63. Состав шпинелей из ксенолитов лерцолитового парагенезиса Монголии.

1 - калиевые базальтоиды Хангая; 2 - поле составов шпинелей из натриевых базальтоидов Дариганги

Таблица 32

Состав минералов в ксенолитах вебстеритового и верлитового парагенезисов, а также в мономинеральных клинопироксенитах вулкана Шаварын-Царам

Состав	Железисто-магнезиальный клинопироксенит		Магнезиальный клинопироксенит		Магнезиальный клинопироксенит
	РП ± МП ± Шп		Ол + МП ± Шп		МП
	166-75		160-75		187-75
	РП	МП	Ол	МП	МП
1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,05	49,49	41,43	50,63	52,10
TiO ₂	0,07	1,18	0,01	0,62	0,19
Al ₂ O ₃	3,80	8,62	-	6,57	2,89
Cr ₂ O ₃	0,03	He обн.	-	0,22	He обн.
FeO	18,31	9,04	11,18	3,51	6,06
MnO	0,05	0,06	0,14	0,09	0,15
MgO	25,34	9,76	48,55	14,93	13,96
CaO	0,52	16,74	0,06	19,28	22,69
Na ₂ O	0,13	3,43	-	1,89	0,83
K ₂ O	He обн.	0,02	-	He обн.	0,02
Сумма	98,28	98,35	101,37	97,74	98,90
Si	1,868	1,862	1,006	1,877	1,945
Ti	0,002	0,033	-	0,017	0,005
Al ^{IV}	0,132	0,138	-	0,123	0,055
Al ^{VI}	0,035	0,244	-	0,164	0,072
Cr	0,001	-	-	0,006	-
Fe ²⁺	0,571	0,285	0,227	0,109	0,189
Mn	0,002	0,002	0,003	0,029	0,005
Mg	1,409	0,547	1,757	0,825	0,777
Ca	0,021	0,675	0,002	0,766	0,907
Na	0,009	0,251	-	0,135	0,060
K	-	0,001	-	-	0,001
Сумма	4,050	4,038	2,994	4,026	4,017

Таблица 32 (окончание)

1	2	3	4	5	6
$\Sigma Fe(\Sigma Fe+Mg)$, ат. %	28,84	34,25	11,44	11,67	19,56
$Ca(Ca+Mg)$, ат. %	1,47	55,24		48,14	53,86
$Cr(Cr + Al)$, ат. %	0,60	0,00		2,05	0,00
Ca	1,05	44,79		45,06	48,42
Mg	75,41	36,30		48,03	41,48
Fe	28,54	18,91		6,40	10,09
Жд		24,40		14,95	6,60

состава пироксенов такого же железисто-магнезиального вебстеритового парагенезиса на Дариганге.

Ортопироксен, классифицируемый как алюмобронзит, гораздо более железистый ($f = 28\%$) и содержит несколько больше чермакитового компонента, чем бронзиты даригангского вебстеритового парагенезиса.

Клинопироксены сравниваемых одних и тех же парагенезисов из калиевых и натриевых базальтоидов также неодинаковы. В обоих случаях это субкальциевый авгит с примерно одинаковым содержанием чермакита и Cr. Но остальные параметры состава сильно различаются. В хангайском железисто-магнезиальном вебстеритовом парагенезисе по сравнению с таковым на Дариганге клинопироксены более железистые (20 и 34%) и содержат самые высокие концентрации Al^{VI} и Na (24% жадеита). Кроме того, они являются и менее кальциевыми, однако отношение $100Ca/(Ca + Mg)$ в них, как и в более железистом минерале, выше (55,24; на Дариганге - 53,75).

Таким образом, двупироксеновый железисто-магнезиальный парагенезис из вебстеритового парагенезиса Хангая весьма существенно отличается от аналогичного парагенезиса Дариганги по составу и, как будет показано далее, принадлежит к более низкотемпературным разновидностям.

Верлитовый парагенезис (Ол + МП ± Шп), в отличие от вебстеритового представлен на Хангае магнезиальным типом. Это породы зеленого цвета, состав минералов в которых аналогичен составу Ол и МП в лерцолитовом парагенезисе (см. табл. 32; рис. 59, 61) и отличается от последних только меньшей концентрацией Cr в клинопироксене. Верлитовый парагенезис наблюдается в породах, которые в петрографическом отношении соответствуют магнезиальным клинопироксенитам и на 80% состоят из малохромистого зеленого субкальциевого авгита, 20% оливина, а также примеси единичных зерен шпинели. Аналогичный парагенезис на Дариганге распространен очень широко и также представлен главным образом оливинными клинопироксенитами, но там это ярко выраженный железисто-магнезиальный тип с резко отличающимся от данного парагенезиса составом минералов.

Мономинеральные **клинопироксениты** Хангая представлены зелеными бесхромовыми диопсидитами, состав которых носит несколько экзотический характер (табл. 32; см. рис. 59-62). Подобные мономинеральные клинопироксениты очень широко распространены среди глубинных ксенолитов Дариганги. Однако

там это существенно глиноземистые, с повышенной титанистостью, почти бесхромовые авгититы черного цвета, относящиеся к железисто-магнезиальному типу. Мономинеральные клинопироксениты Хангая по железистости (20%) приближаются к аналогичным породам железисто-магнезиального типа (20-28%), однако в отличие от последних окрашены в зеленый цвет. Они также отличаются от мономинеральных ксенолитов железисто-магнезиального типа на Дариганге низкой титанистостью и глиноземистостью, которая наблюдалась всего лишь в единичных клинопироксенах лерцолитового парагенезиса. Мономинеральные клинопироксениты характеризуются почти максимальной среди клинопироксенов всех изученных парагенезисов кальциевостью и весьма низким содержанием жадеита (6,6%). В то же время отношение $100Ca/(Ca + Mg)$ достигает максимальных для клинопироксенов из ксенолитов Монголии величин (54%).

ГРАНАТСОДЕРЖАЩИЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ УЛЬТРАОСНОВНОЙ АССОЦИАЦИИ

Гранатсодержащие ультраосновные ксенолиты, обнаруженные в пирокластических выбросах лейцитовых и калиевых базанитов вулкана Шаварын-Царам, представлены различными петрографическими разновидностями, среди которых установлены лерцолиты, гарцбургиты и вебстериты (Агафонов и др., 1975; Кепежинская и др., 1976б). По внешнему облику, размерам, морфологическим особенностям и объемным соотношениям минеральных фаз они аналогичны шпинельсодержащим ультрамафитовым ксенолитам. Это сходство отражено даже в аналогичном преобладании энстатита над субкальциевым авгитом и в наличии порфириовидных структур с крупными выделениями энстатита в пироповых вебстеритах. Единственным отличием является более низкое содержание оливина в гранатсодержащих ксенолитах по отношению к шпинельсодержащим. Гранат в виде бледноокрашенного с фиолетовым оттенком пироба, так же как и шпинель в безгранатовых породах, играет роль аксессуарного минерала, и только в пироповых вебстеритах его количество возрастает до 10-15%. Однако как в том, так и в другом случае он еле заметен визуально и в основном обнаруживается при микроскопическом исследовании или под биноклем. Для гранатсодержащих ксенолитов и шпинелевых перидотитов характерно слоистое строение, при котором в пределах одного и того же фрагмента наблюдается чередование пиропового лерцолита и пиропового вебстерита (см. рис. 58), а также описанное выше переслаивание пиропового лерцолита и магнезиального эклогита.

Для этих пород установлено три типа парагенезиса, минеральный состав которых представлен в табл. 33: 1) Ол + РП + МП + Гр; 2) Ол + РП + Гр; 3) Гр + РП + МП. Для лерцолитового парагенезиса, кроме того, известен более многоминеральный вариант: Ол + РП + МП + Гр + Шп + Фл + Мс (Агафонов и др., 1975). Идентичный состав однопородных минералов в перечисленных парагенезисах и геологические признаки, указывающие на переслаивание лерцолитов, гарцбургитов и вебстеритов в отдельных модулях сложного состава, говорят о генетическом единстве этих пород и принадлежности их к одной ультраосновной ассоциации. Поэтому ниже дается общая для всех парагенезисов минералогическая характеристика.

Гранаты лерцолитового, гарцбургитового и вебстеритового парагенезисов представлены малохромистой разновидностью с весьма низкой и постоянной железистостью ($f = 16\%$). Таким же стабильным параметром является их относительно низкая кальциевость (Са-компонент 12%). Это еще раз подчеркивает положительную корреляцию этих двух параметров в гранатах глубоководных парагенезисов (Соболев, 1974). По этим особенностям они аналогичны гранатам из вебстеритов и лерцолитов в кимберлитах и в какой-то мере приближаются к составам магнезиальных гранатов из алмазов (см. рис. 55, 56). Однако от последних они отличаются низким содержанием кальциевого компонента (2%)

Таблица 33

Состав минералов в гранатосодержащих ксенолитах из калиевых базальтоидов

Состав	Ол + РП + МП + Гр + Шп + Фл + Мс					Ол + РП + МП + Гр	
	Агафонов и др., 1976; лериолит					157-75, пироповый лериолит	
	Ол	РП	МП	Гр	Фл	Ол	РП
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	41,06	53,58	50,77	42,50	37,57	40,56	54,53
TiO ₂	0,01	0,27	0,96	0,31	8,49	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	Не обн.	5,14	7,42	22,83	15,90	-	4,00
Cr ₂ O ₃	"	0,44	0,82	0,85	1,12	-	0,28
FeO	10,43	6,99	3,84	7,61	5,63	11,33	6,29
MnO	0,10	0,07	0,10	0,23	Не обн.	0,16	0,09
MgO	48,30	31,71	15,83	20,69	17,42	48,48	33,56
CaO	0,10	1,03	17,40	4,78	0,05	0,07	0,66
Na ₂ O	Не обн.	0,18	1,90	Не обн.	0,32	-	0,13
K ₂ O	"	Не обн.	0,04	"	10,00	-	Не обн.
NiO	0,28	"	Не обн.	"	Не обн.	-	-
Сумма	100,28	99,41	99,08	99,80	96,43	100,61	99,62
Si	1,007	1,874	1,852	3,012	5,594	0,995	1,894
Ti	-	0,007	0,026	0,017	0,947	0,000	0,002
Al ^{IV}	0,126	0,126	0,148	1,906	2,406	-	0,106
Al ^{VI}	-	0,086	0,171		0,382	-	0,058
Cr	-	0,012	0,023	0,048	0,125	-	0,08
Fe ²⁺	0,214	0,204	0,117	0,451	0,697	0,232	0,188
Mn	0,002	0,002	0,003	0,014	-	0,003	0,003
Mg	1,766	1,652	0,860	2,185	3,860	1,772	1,737
Ca	0,003	0,039	0,680	0,363	-	0,002	0,024
Na	-	0,012	0,134	-	0,089	-	0,009
K	-	-	-	1,894	1,894	-	-
Ni	0,006	-	-	-	-	-	-
Сумма	2,998	4,014	4,014	7,996	5,994	3,005	4,023
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, ат. %	10,80	10,99	11,97	17,11	15,30	11,60	9,63
Ca / (Ca + Mg), ат. %	-	2,31	14,16	14,25	-	-	1,36
Cr / (Cr + Mg), ат. %	-	5,35	6,73	2,40	-	-	4,65
Жд	-	-	15,25	-	-	-	-
Ca-компонент	-	-	-	12,05	-	-	-
Fe	-	10,76	7,06	15,04	-	-	9,41
Mg	-	87,18	51,90	72,86	-	-	89,35
Ca	-	2,06	41,04	12,10	-	-	1,23

вулкана Шаварын-Царам

Ол + РП + Гр					Гр + РП + МП		
157-75, пироповый перцолит		158-75, пироповый гарибунцит			155-75, пироповый вебстерит		
МП	Гр	Ол	Гр	РП	РП	МП	Гр
9	10	11	12	13	14	15	16
51,57	41,75	40,62	40,86	53,63	52,61	51,92	41,85
0,54	0,13	-	0,14	0,11	0,07	0,56	0,15
6,30	22,84	-	22,77	4,95	3,82	6,46	22,96
0,76	0,72	-	0,80	0,23	0,31	0,45	0,60
3,26	7,19	10,77	7,22	6,52	6,29	3,19	7,18
0,11	0,29	-	0,29	0,13	0,10	0,08	0,26
15,63	20,93	48,15	20,77	33,85	34,11	16,68	20,92
18,64	4,96	0,10	4,94	0,93	0,66	18,39	4,91
1,80	0,02	-	0,03	0,16	0,13	1,87	0,02
0,02	Не обн.	-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	-
-	-	-	-	-	-	-	-
98,61	98,84	99,64	97,82	100,51	98,17	98,62	98,85
1,889	2,987	1,002	2,959	1,853	1,863	1,996	2,990
0,015	0,007	-	0,008	0,003	0,002	0,015	0,008
0,111	1,925	-	1,943	0,147	0,137	0,104	1,934
0,161		-		0,054	0,022	0,174	
0,022	0,041	-	0,046	0,006	0,009	0,013	0,034
0,100	0,430	0,220	0,437	0,188	0,186	0,097	0,429
0,003	0,017	-	0,018	0,004	0,003	0,002	0,016
0,853	2,232	1,771	2,242	1,743	1,798	0,854	2,228
0,731	0,380	0,003	0,363	0,034	0,025	0,720	0,375
0,128	0,239	-	0,004	0,011	0,009	0,132	0,002
0,001	-	-	-	-	-	0,091	-
-	-	-	-	-	-	-	-
4,014	8,023	2,997	8,040	4,045	4,055	5,009	8,018
10,49	16,15	11,14	16,31	8,74	9,37	10,20	16,15
46,15	14,55	-	14,59	1,91	1,37	45,74	14,41
7,48	2,08	-	2,31	2,89	5,35	4,47	1,73
14,45	-	-	-	-	-	10,30	-
-	12,42	-	12,43	-	12,43	-	12,30
5,94	14,1	-	14,3	9,57	9,26	5,8	14,1
50,65	73,4	-	73,2	88,70	89,50	51,1	73,5
43,41	12,5	-	12,5	1,73	1,24	43,1	12,4

и Na_2O (0,02–0,03%), высокие концентрации которых, по данным Н.В. Соболева, являются критерием алмазности пиропсодержащих парагенезисов.

Подобные малохромистые, с низкой кальциевостью и железистостью гранаты в основном характерны для многих глубинных перидотитовых парагенезисов в кимберлитах. В то же время среди гранатовых включений в алмазах наряду с хромовыми пиропами гарцбургит–дунитовой и верлитовой ассоциаций зафиксированы пиропы с пониженным содержанием Cr_2O_3 и промежуточным CaO (4–5%) в составе лерцолитовой ассоциации (Соболев, 1974, табл. 28).

Пиропы рассматриваемого лерцолитового парагенезиса Монголии обнаруживают значительную близость по составу к таким гранатам и отличаются от них только несколько меньшей концентрацией Na_2O , минимальные значения которой (0,09%) все же выше содержания Na_2O в изучаемых пиропках (0,03%).

Клинопироксены гранатсодержащих ультраосновных парагенезисов наряду с пиропом являются также важным индикатором условий минералообразования. Они представлены в данных ассоциациях субкальциевым авгитом с весьма низкой железистостью (9–10%) и наличием примеси Cr_2O_3 (0,8%), что характерно для клинопироксенов ультраосновных парагенезисов в фациях высоких давлений (Фации..., 1974). По основным особенностям состава клинопироксены из гранатсодержащих лерцолитовых парагенезисов близки к клинопироксенам из шпинельсодержащих лерцолитовых парагенезисов (рис. 64, 65), включая концентрации Cr-компонента (табл. 33) и содержания Ti. В то же время важно было бы сравнить клинопироксены из пироповых лерцолитов с аналогичными минералами ультраосновных парагенезисов в фации алмазносных эклогитов из перидотитов (алмаз–пироповых).

Сопоставление с хромсодержащими клинопироксенами из включений в алмазах показывает, что среди последних можно найти близкие клинопироксеновые составы, однако даже они обнаруживают весьма существенное отличие от хромсодержащих клинопироксенов рассматриваемого парагенезиса – отсутствие Al^{IV} (Соболев, 1974, табл. 31). В целом монгольские клинопироксены из гранатсодержащих парагенезисов обладают повышенной глиноземистостью по сравнению с клинопироксенами ультраосновных парагенезисов фации алмазносных эклогитов и перидотитов из кимберлитов (Соболев, 1974). Они также имеют тенденцию к повышению железистости, хотя эта разница столь мала, что при увеличении числа анализов в выборке по Монголии может оказаться незначимой.

Таким образом, при сравнении с клинопироксенами ультраосновных парагенезисов алмаз–пироповой фации (Соболев, 1974) наиболее существенные различия наблюдаются в содержании Al_2O_3 , хотя соотношение $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ в монгольских клинопироксенах, ассоциирующих с пиропом (0,6–0,7), и в клинопироксенах типа 3 (пироповых лерцолитов в кимберлитах – 0,7) практически одинаковое. В то же время оно сильно отличается от отношения $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ в клинопироксенах из сростков с алмазом (0,03) и из порфировых пироповых лерцолитов (0,3), равно как и от клинопироксенов метаморфических пироповых перидотитов (1,0).

Важная для оценки давления примесь К в рассматриваемых клинопироксенах незначительна (0,02–0,04% K_2O). Это более чем вдвое меньше концентраций К в высокобарических клинопироксенах алмазсодержащих парагенезисов.

Сравнение по составу рассматриваемых клинопироксенов с клинопироксенами ультраосновного парагенезиса в фации пироповых перидотитов и эклогитов с графитом (пироп–графитовая фация) показывает различие в химизме клинопироксенов и с этими менее глубинными перидотитами (Соболев, 1974). Оно заключается в меньшей насыщенности SiO_2 монгольских клинопироксенов, их большей титанистости к кальциевости. Отсюда несколько более высокие отношения $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ которые характеризуют пироповые лерцолиты Монголии как менее высокотемпературные перидотиты [$\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg}) = 44–46\%$], чем, к примеру, пироповые лерцолиты трубки "Удачной" [$\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg}) = 38–46\%$].

Ортопироксены гранатсодержащих парагенезисов представлены кальциевыми алломорфостатитами с низкой железистостью (10–12%) и сравнительно неболь-

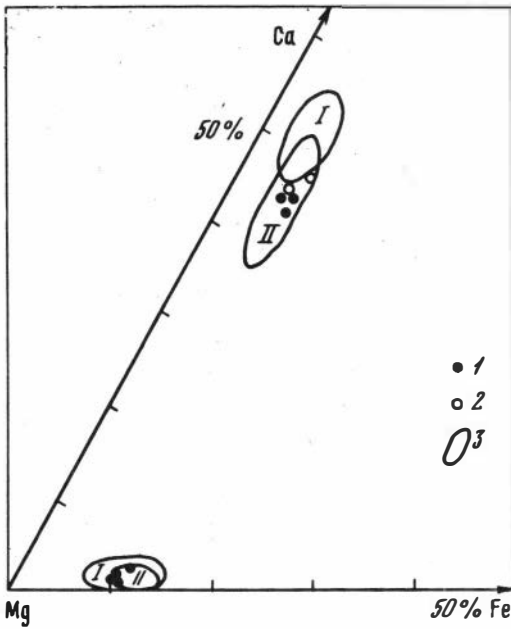


Рис. 64

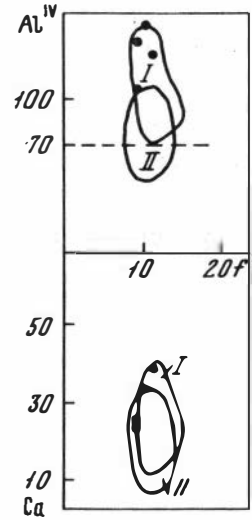


Рис. 66

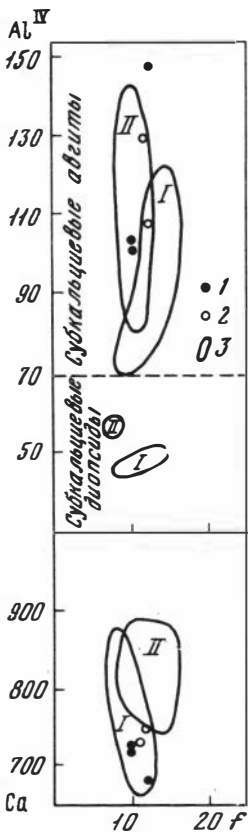


Рис. 65

Рис. 64. Диаграмма Ca-Mg-Fe для пироксенов гранатсодержащих парагенезисов из ксенолитов калиевых базальтоидов Хангая

1 - лерцолиты; 2 - магниальные эклогиты; 3 - поля пироксенов шпинель-лерцолитовых парагенезисов Дариганги (I) и Хангая (II)

Рис. 65. Соотношение содержаний Al^{IV} , Ca и железистость в клинопироксенах из ксенолитов гранатсодержащих парагенезисов Хангая

1 - лерцолитовый парагенезис; 2 - эклогитовый парагенезис (магниальный тип); 3 - поля составов клинопироксенов из шпинельсодержащих парагенезисов Дариганги (I) и Хангая (II)

Рис. 66. Состав ортопироксенов гранатсодержащих ультраосновных парагенезисов Хангая
Условные обозначения см. рис. 65

шой примесью CaO – твердого раствора диоксида в энстатите. Несмотря на то, что среди монгольских ксенолитов других вулканических ареалов, кроме Хангая, гранат–содержащие парагенезисы, с которыми можно было бы сопоставить пироповые нодулы Шаварын–Царама, отсутствуют, нельзя не отметить сходства с ортопироксенами клинопироксеносодержащих ультраосновных парагенезисов. Из табл. 31, 33 и рис. 66 видно, что точки составов алюмоэнстатитов из гранатсодержащих парагенезисов целиком находятся в поле составов ортопироксенов из шпинель–лерцолитов Хангая, с которыми они имеют много общего. При сравнении с энстатитами гранатовых перидотитов графит–пироповой фации в кимберлитах (Соболев, 1974), так же как и в случае с клинопироксенами, обращают на себя внимание меньшие содержания SiO_2 и большие – Al_2O_3 в монгольских клинопироксенах. Как следствие недосыщенности пироксенов SiO_2 ($\text{Si} = 1,900$) возрастает количество Al^{IV} , который во многих случаях доминирует над Al^{VI} . В то же время в ортопироксенах фиксируется существенная для этого минерала в таком парагенезисе примесь Na_2O , включение которой, по мнению Н.В. Соболева, вероятнее всего, связано с повышением давления.

Оливины рассматриваемых парагенезисов представлены магниезальной разновидностью с устойчивой примесью CaO (0,07–0,1%). Они принципиально ничем не отличаются от оливинов гранатсодержащих ультраосновных ассоциаций кимберлитов и от оливинов шпинельсодержащих ультраосновных ксенолитов Хангая.

Кроме охарактеризованных минералов, в некоторых пироп–лерцолитовых парагенезисах установлено присутствие 2% флогопита, первичный характер которого доказывается отсутствием реакционных взаимоотношений с оливинами и пироксенами, повышенным содержанием Cг и явлениями плавления на контакте с базальтом (Агафонов и др., 1977). В этом же парагенезисе указанными авторами описан муассанит с параметрами элементарной ячейки $a_0 = 3,07$; $c_0 = 15,1 \text{ \AA}$ (Леснов и др., 1976).

СОДЕРЖАНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТАХ

Изучение химического состава ксенолитов выделенных групп и распределения в них некоторых редких элементов имеет существенное значение для петрогенетических построений. Содержание главных породообразующих элементов и элементов-примесей в ксенолитах приведено в табл. 34, 35. Аналитический материал характеризует в основном группу шпинельсодержащих ультраосновных ксенолитов, имеющую наибольшее распространение в натриевых и калиевых щелочных базальтоидах Монголии. Здесь также представлен состав ксенолитов магнезиального и железисто-магнезиального типа, наиболее широко развитого на Даригаиге. Соответственно основные выводы, вытекающие из анализа этих данных, касаются генезиса шпинелевых лерцолитов и нодулей, "черной" железисто-магнезиальной серии, а также фациальных различий ультраосновных ксенолитов Хангая и Дариганги. Некоторые заключения носят предварительный характер из-за сравнительного небольшого числа определений. Однако отсутствие такого рода материалов по Монголии делает целесообразным их изложение.

Как видно из табл. 34, 35 и рис. 67-69, иллюстрирующих соотношение главных петрогенных элементов в глубинных ксенолитах, все вариации валового состава в них протекают в пределах двух обособленных областей, различающихся по железистости. Область одних составов ограничена изменением железистости от 9 до 17% и соответствует магнезиальному типу, выделенному при анализе минеральных парагенезисов. Область других составов ограничена по железистости диапазоном 20-30% и характеризует железистомагнезиальный тип ксенолитов. Наиболее существенное различие между двумя типами, кроме содержаний Mg и Fe, наблюдается по кальциевости.

Ксенолиты этого типа, представленные пироксенитами и верлитами разных парагенезисов, включая лерцолитовый, имеют значительно более высокие содержания CaO (7-22%) по сравнению с лерцолитами и пироксенитами магнезиального типа (1-6%). Положительная корреляция между кальциевостью и железистостью ультраосновных ксенолитов, четко выраженная при сопоставлении двух типов, намечается также и внутри последних, особенно для магнезиальной группы. В пределах железисто-магнезиального поля составов эта зависимость выражена не столь четко, вплоть до появления единичных образцов железистых клинопироксенов верлитового парагенезиса с весьма низкой кальциевостью.

По глиноземистости также намечается тенденция к более низкому содержанию Al_2O_3 в магнезиальных ксенолитах, однако она не так ясно выражена, как в предыдущем случае. Таким образом, в железисто-магнезиальном поле составов наряду с высокоглиноземистыми разновидностями пироксенитов (7-9% Al_2O_3) отмечаются и малоглиноземистые пироксениты верлитового парагенезиса.

По содержанию Ca, Mg, Fe и Al железисто-магнезиальный тип (вебстериты и клинопироксениты верлитового, вебстеритового и лерцолитового парагенезисов) очень неоднороден. В то же время область вариации в содержаниях перечисленных элементов для магнезиальных ксенолитов лерцолитового и вебстеритового парагенезисов более узкая, а группа в целом более однородна.

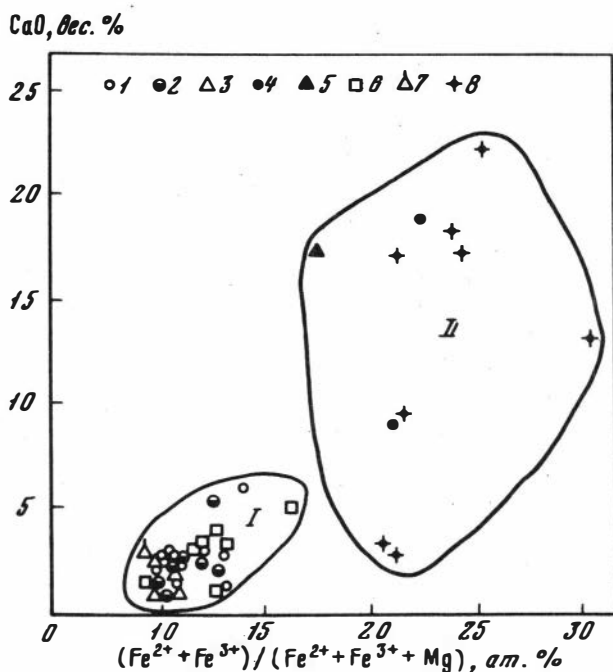


Рис. 67. Соотношение содержания CaO и железистости в глубинных ксенолитах магнезиального (I) и железисто-магнезиального (II) типов.

Шпинель-лерцолитовый парагенезис: 1-3 - лерцолиты (1), вебстериты (2) и клинопироксениты (3) Дариганги; 6 - лерцолиты Хангая. Шпинель-вебстеритовый парагенезис: 3, 5 - вебстериты Дариганги; 7 - клинопироксениты Хангая. Шпинель-верлитовый парагенезис: 8 - клинопироксениты и верлиты Дариганги

Наиболее важный вывод, вытекающий из рассмотрения петрохимических характеристик ксенолитов магнезиального типа, заключается в том, что по основным породообразующим элементам валового состава шпинелевые лерцолиты из калиевых базальтоидов Хангая и натриевых базальтоидов Дариганги практически не различаются. По главным элементам - Ca, Mg, Fe - составы сравниваемых групп ксенолитов занимают одно поле на соответствующих диаграммах (см. рис. 67). При таком сходстве различия в составе минералов, прежде всего отношения $Ca/(Ca + Mg)$ в клинопироксене, являются отражением разных $P-T$ условий образования. Таким образом, подтверждается различная фациальная принадлежность шпинелевых лерцолитов Хангая и Дариганги, устанавливаемая при минералогических исследованиях.

Это также согласуется с результатами экспериментов, устанавливающих независимость распределения Mg и Ca между сосуществующими пироксеновыми фазами от валового состава и решающую роль $P-T$ условий в этом отношении.

По другим компонентам валового состава картина их распределения в шпинелевых лерцолитах калиевой провинции Хангая и натриевой Дариганги более сложная. Так, практически нет различий по таким дополнительным элементам, как Ti и Cr, но в то же время наблюдается тенденция к некоторому обогащению SiO_2 и щелочами, особенно калием, шпинелевых лерцолитов из калиевых базальтоидов Хангая. Эти намечающиеся различия имеют существенное петрогенетическое значение, и в их трактовке возможны два варианта. Во-первых, отмеченное различие связано с влиянием вмещающего щелочного базальтоидного расплава, более обогащенного калием на Хангае по сравнению с Даригангой. В этом случае это результат реакционных взаимоотношений между ксенолитами и вмещающими базальтами. Во-вторых, наблюдаемая тенденция к увеличению содержания щелочей, в первую очередь калия, в хангайских лерцолитах отра-

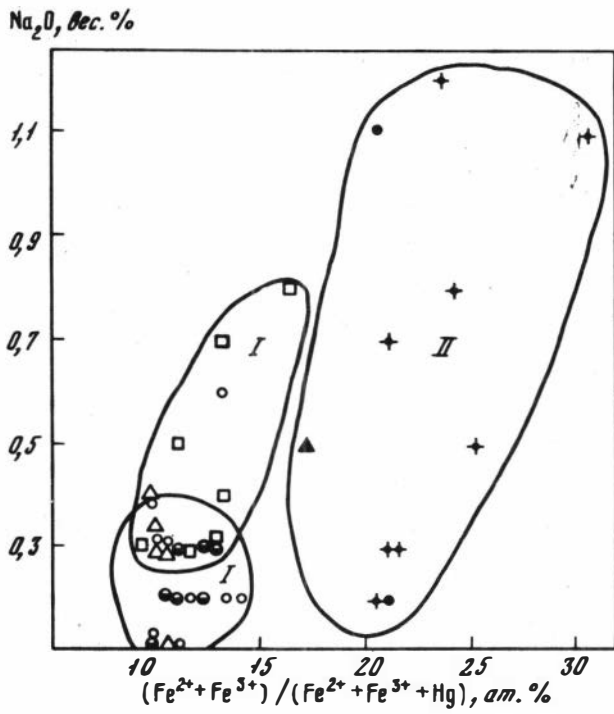


Рис. 68. Соотношение содержания Na_2O и железистости в глубинных ксенолитах магниального (I) и железисто-магниального (II) типов
 Условные обозначения см. рис. 67

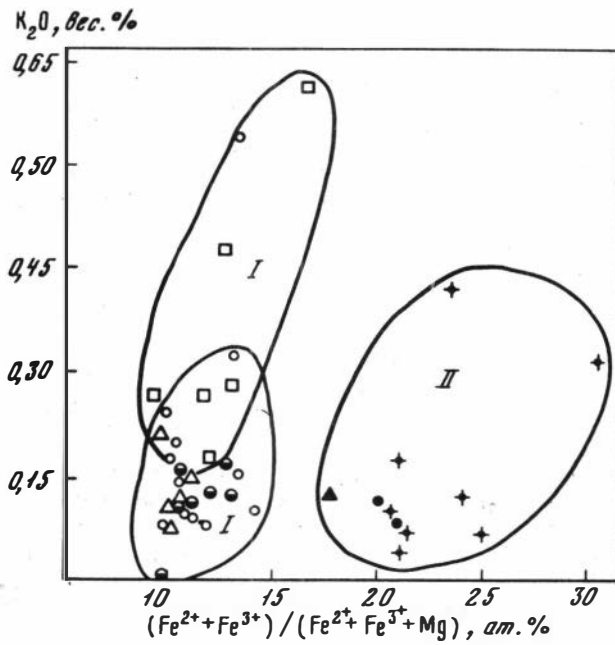


Рис. 69. Соотношение содержания K_2O и железистости в глубинных ксенолитах магниального (I) и железисто-магниального (II) типов
 Условные обозначения см. рис. 67

Таблица 34

Химический состав глубинных ксенолитов (в вес. %) Монголии и содержание (в г/т) в

Состав	Ол + РП + МП + Шп					
	Дариганга					
	Магнезиальные вебстериты					
	50 ⁴ -72	3	50 ² -72	50 ¹⁰ -72	50 ⁵ -72	
SiO ₂	45,00	45,08	46,18	46,36	46,40	
TiO ₂	0,18	0,13	0,17	0,13	0,08	
Al ₂ O ₃	4,25	2,16	2,21	2,16	1,90	
Cr ₂ O ₃	0,32	0,24	0,21	0,24	0,23	
Fe ₂ O ₃	0,34	2,21	Не обн.	0,98	Не обн.	
FeO	8,33	8,12	8,03	7,82	8,33	
MnO	0,42	0,06	0,15	Следы	Следы	
MgO	38,00	36,40	41,19	39,73	40,49	
CaO	2,60	5,41	1,64	2,37	0,97	
Na ₂ O	0,30	0,31	0,14	0,24	0,16	
K ₂ O	0,11	0,16	Следы	0,13	0,15	
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	Следы	
H ₂ O	0,04	"	0,004	"	0,18	
П.п.п.	0,46	"	Не обн.	"	0,77	
Сумма	100,35	100,10	99,96	99,73	99,66	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	11,1	12,33	9,8	10,4	10,3	
Li	3,6	2,6	-	2,6	-	
Rb	5,5	6,3	-	5,8	-	
Sr	7,4	5,6	-	3,8	-	
Ba	21,0	17,0	-	17,0	-	
V	23,0	60,0	-	47,0	-	
Cu	8	9	-	9	-	
Ni	1300	2000	-	1500	-	
Co	110	140	-	110	-	
K/Rb	166	219		181		

жает петрохимическую специфику ультраосновного субстрата верхней мантии Хангая, обогащенного калием, по сравнению с аналогичным ультраосновным веществом глубинных зон Дариганги. При такой трактовке устанавливается прямая зависимость между калиевым составом базальтоидных магм и составом среды глубинного источника этих расплавов.

Мы склонны отдать предпочтение второй гипотезе, так как распределение литофильных редких элементов, как будет показано ниже, примерно одинаково в лерцолитах из калиевых и натриевых базальтов и не несет признаков влияния вмещающих расплавов. В частности, при наличии существенных различий в концентрациях Rb в калиевых и натриевых базальтоидах лерцолитовые ксе-

них редких элементов

Ол + РП + МП + Шп				РП + МП + Шп	
Дариганга					
Магнезиальные вебстериты	Магнезиальные верлиты	Железисто-магнезиальные клинопироксенит	Железисто-магнезиальные верлиты	Магнезиальные вебстериты	
50 ⁶ -72	50 ⁷ -72	48-72	1	19-72	29-72
49,19	46,48	48,63	41,96	43,93	44,30
0,20	0,23	1,45	0,67	Не обн.	Следы
2,58	3,21	6,30	2,18	0,85	1,65
0,54	0,33	0,24	0,03	0,48	0,17
2,47	2,19	0,19	Не обн.	Не обн.	Не обн.
7,93	8,45	7,09	15,75	8,74	8,77
0,05	0,06	Следы	0,16	0,34	0,28
37,06	36,45	15,86	33,59	44,65	41,80
2,64	2,02	18,93	5,44	0,97	1,80
0,17	0,27	1,06	0,21	0,33	0,12
0,12	0,12	0,11	0,08	0,08	0,15
Не обн.	Не обн.	0,16	0,03	Не обн.	Не обн.
"	0,05	0,13	0,04	"	"
"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	0,13
99,95	99,86	100,04	100,24	100,57	100,17
12,0	12,7	20,2	20,9	9,9	10,5
-	4,0	4,2	2,4	4,1	-
-	5,9	7,0	8,0	6,5	-
-	8,2	94,0	-	6,4	-
-	17,0	27	-	22,0	-
-	78,0	250	-	17,0	-
-	15	21	-	22	-
-	1400	Сл.	-	1450	-
-	104	43	-	56	-
	169	130	83	102	

нолиты из этих двух типов пород характеризуются одними и теми же содержаниями этого элемента. В хангайских лерцолитах среднее содержание Rb = 7,7 г/т, диапазон колебания 5,5-9,5 г/т (n = 5), в даригангских - 7,2 г/т, интервал изменения 5,5-11 г/т (n = 7). Однако окончательное решение затруднительно ввиду недостаточного числа соответствующих определений.

В целом по общему химизму ультраосновные включения магнезиального типа, представленные главным образом лерцолитами и вебстеритами, близки к шпинель-лерцолитовым ксенолитам из щелочных базальтоидов Тянь-Шаня, Прибайкалья, Дальнего Востока, Минусинской впадины и к шпинелевым лерцолитам из кимберлитов. Они также обнаруживают сходство с лерцолитами

Таблица 34 (окончание)

Состав	РП + МП + Шп				
	Дариганга			Хангай	Дариганга
	Магнезиальные вебстериты		Железисто-магнезиальные вебстериты	Магнезиальные клинопироксениты	Железисто-магнезиальные клинопироксениты
	50 ¹¹ -72	15-72	98-72	160-75	94-72
SiO ₂	45,11	45,29	48,00	48,41	41,40
TiO ₂	0,30	0,11	1,45	0,15	0,20
Al ₂ O ₃	1,98	2,85	6,80	3,45	0,40
Cr ₂ O ₃	0,43	0,30	0,27	0,40	0,02
Fe ₂ O ₃	0,06	1,36	2,80	Не обн.	Не обн.
FeO	8,67	7,25	4,94	6,72	17,25
MnO	0,29	0,42	0,11	0,14	0,14
MgO	41,69	39,84	16,70	35,60	36,30
CaO	1,09	2,39	17,40	2,83	2,91
Na ₂ O	0,30	0,40	0,50	0,40	0,32
K ₂ O	0,10	0,10	0,13	0,20	0,17
P ₂ O ₅	0,16	Не обн.	0,22	Не обн.	Следы
H ₂ O	0,10	"	0,14	0,22	0,22
П.п.п.	Не обн.	"	0,76	0,87	1,27
Сумма	100,17	100,31	100,21	99,39	100,16
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	10,5	10,1	17,2	9,5	21,0
Li	2,3	3,7	3,2	2,4	2,8
Rb	5,0	6,0	6,0	5,2	7,9
Sr	35,0	35,0	92,0	3,8	-
Ba	34,0	34,0	37,0	3,0	-
V	62,0	180	250	72,0	-
Cu	16	28	22	12	-
Ni	40	450	Сл.	1700	-
Co	100	110	34	110	-
K/Rb	166	138	180	319	179

альпинотипных гипербазитовых комплексов и со средним составом перидотитов мантии, выделенным Л.В. Дмитриевым в качестве альпинотипного гарцбургита (Сахно, Денисов, 1963; Кутолин, Фролова, 1972; Дмитриев, 1973; Пинус и др., 1973; Лутц, 1974, 1975; Соболев, 1974; Владимиров и др., 1976; Дмитриев и др., 1976; Мушкин, 1977).

Группа железисто-магнезиальных ксенолитов по химизму не является ультраосновной для многих типов ксенолитов. В то же время она отличается и от базальтовых составов и занимает по особенностям содержания главных породообразующих окислов промежуточное положение между базитовым и ультрамафитовым петрохимическими типами. Железисто-магнезиальные ксенолиты,

Железисто-магнезиальные клинопироксениты						Железисто-магнезиальные верлиты
43 ⁶ -72	91-74	43а-72	43-72	48 ¹ -72	43 ² -72	43 ³ -72
41,54	42,64	46,64	47,51	47,73	48,89	43,87
0,45	0,54	2,09	0,20	1,32	1,35	0,19
1,02	4,59	6,69	6,61	5,91	3,40	7,88
0,03	0,05	0,04	0,21	0,54	0,16	0,06
0,60	1,65	0,08	1,73	1,44	2,29	6,12
16,40	13,67	9,35	7,67	6,86	5,60	10,07
0,14	0,56	0,03	0,08	0,16	0,01	0,10
36,25	25,98	16,56	17,79	12,76	12,00	16,51
3,35	9,84	17,41	17,21	22,39	18,53	13,38
0,22	0,32	0,77	0,75	0,47	1,21	1,05
0,10	0,07	0,12	0,04	0,07	0,41	0,28
0,07	Не обн.	0,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,22
0,16	0,07	0,16	0,16	0,07	0,10	0,07
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,83	Не обн.
100,23	99,98	100,02	99,96	99,72	99,78	99,95
20,5	21,3	24	21,1	24,9	23,6	30,4
-	-	3,3	-	4,3	7,3	4,8
-	-	11,10	-	5,6	13	4
-	-	9,4	-	11	145	79
-	-	34	-	18	92	27
-	-	150	-	28	320	205
-	-	9,8	-	7,4	23	27
-	-	Следы	-	1400	Следы	Следы
-	-	37	-	160	56	49
-	-	90	-	103	262	581

особенно клинопироксениты верлитового парагенезиса, характеризуются большим диапазоном вариаций общего состава и не находят аналогов среди описанных ксенолитов в кимберлитах и базальтоидах смежных регионов по территории СССР.

Распределение Rb, Sr, Ba, Cr, V, Cu, Ni, Co в глубинных ксенолитах показывает, что литофильные элементы для них не характерны и породы имеют четкую сидерофильную специализацию. Концентрации Rb, Sr, Ba низкие, имеют малый диапазон изменений, примерно одинаковый для всех разновидностей, включая магнезиальные и железисто-магнезиальные типы пород. Это особенно характерно для Rb, стабильные содержания которого отмечаются во всех про-

Таблица 35

Химический состав (в вес. %) глубинных ксенолитов Монголии и содержание (в г/т) в

Состав	Ол + РП + МП + Шп (шпинелевые лерцолиты)					
	Дариганга					
	50 ¹ -70	209-70	50 ⁸ -72	18-72	50 ³ -72	87-72
SiO ₂	41,83	43,20	44,59	44,72	44,83	45,08
TiO ₂	0,06	0,57	0,24	0,12	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	0,12	4,85	3,41	2,65	1,28	2,53
Cr ₂ O ₃	0,09	0,18	0,25	Не обн.	0,25	0,40
Fe ₂ O ₃	4,19	0,74	2,07	1,01	1,67	1,33
FeO	8,35	9,14	7,99	7,91	7,34	7,47
MnO	0,02	0,50	0,08	0,42	Следы	0,48
MgO	44,05	35,60	37,85	40,01	42,23	40,01
CaO	1,24	2,80	2,93	2,71	2,06	2,40
Na ₂ O	0,25	0,63	0,24	0,31	0,14	0,26
K ₂ O	0,16	0,31	0,08	0,14	0,009	0,17
F ₂ O ₅	Не обн.	0,01	0,07	0,01	Не обн.	Следы
H ₂ O ⁻	"	0,08	0,12	Не обн.	"	0,05
П.п.п.	"	1,60	Не обн.	"	"	Не обн.
Сумма	100,36	100,21	99,92	100,01	99,99	100,30
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, %	13,3	12,9	11,7	10,5	9,8	10,1
мо.л. %						
Li	2,5	4,4	-	7,8	3,1	4,3
Rb	7,5	7,0	-	5,5	6,0	11,0
Sr	-	8,2	-	11	3,8	-
Ba	-	22	-	22	17	-
V	-	32	-	42	60	-
Cu	-	4,0	-	12	12	-
Ni	-	2100	-	1900	2100	-
Co	-	120	-	125	160	-
K/Rb	184	367	-	211	160	131

анализированных образцах. Намечается лишь слабая тенденция к повышению Sr в ксенолитах железисто-магнезиального типа и Ba в железисто-магнезиальных пироксенитах верлитового парагенезиса.

Несмотря на отмеченную выше тенденцию в распределении щелочных элементов, в первую очередь K, график соотношения K и K/Rb показывает отсутствие различия между лерцолитами Дариганги и Хангая, а также между породами магнезиального и железисто-магнезиального типов.

В отношении сидерофильных элементов почти все выявленные различия в редкоэлементной характеристике ксенолитов являются различиями между железисто-магнезиальными и магнезиальными типами перидотитов. За исключением очень редких отклонений, как правило, шпинелевые лерцолиты, а также магнезиальные вебстериты двух базальтоидных провинций имеют более высокие концентрации Ni и Co, чем железисто-магнезиальные вебстериты и клинопироксениты верлитового парагенезиса (рис. 70, 71). Необходимо подчеркнуть, что гео-

Ол + РП + МП + Шл (шпинелевые лерцолиты)						
Дариганга					Хангай	
214-70	75-72	50-72	210-70	212-70	233-70	87-71
45,14	45,34	45,66	45,70	46,00	43,50	44,60
Сл.	0,16	0,19	0,005	0,22	0,12	0,18
1,94	1,91	2,26	3,20	2,85	2,22	4,20
0,25	0,29	0,23	0,31	0,22	0,17	0,38
1,54	2,44	Не обн.	1,83	0,88	1,10	0,77
8,07	7,29	9,06	6,63	7,22	10,07	8,40
0,46	0,95	Следы	0,46	0,32	0,32	0,50
40,93	39,54	36,40	38,10	37,55	41,00	34,00
1,44	2,37	6,97	2,80	2,80	1,10	4,10
0,13	0,10	0,15	0,36	0,30	0,30	0,37
0,09	0,09	0,10	0,23	0,19	0,27	0,45
Не обн.	Следы	0,02	Не обн.	Не обн.	Следы	Не обн.
"	0,10	0,07	"	0,08	0,10	0,24
"	Не обн.	Не обн.	"	1,58	Не обн.	2,33
99,99	100,50	100,10	99,79	100,20	100,27	100,52
10,7	10,7	14,1	9,8	10,2	12,7	12,6
-	-	1,7	4,1	-	2,8	-
-	-	5,7	8,0	-	6,7	-
-	-	-	3,8	-	8,2	-
-	-	-	22	-	22	-
-	-	-	30	-	37	-
-	-	-	4	-	4	-
-	-	-	1800	-	1700	-
-	-	-	100	-	105	-
-	-	145	238	-	334	-

химическое сходство между шпинелевыми лерцолитами Хангай и Дариганги, особенно по Ni и Co, устанавливается несмотря на то, что именно эти элементы являются индикаторами натриевых базальтоидов, и их содержания четко различаются для вмещающих пород натриевой и калиевой серий.

Таким образом, петрохимическая и редкоэлементная характеристики глубинных ксенолитов демонстрируют общность шпинелевых лерцолитов и вебстеритов магнезиального типа из калиевых и натриевых базальтоидов, за исключением тенденции к повышенному содержанию Na и K. Вместе с тем устанавливаются существенные различия в распределении главных и редких элементов между ксенолитами магнезиального и железисто-магнезиального типов. Повышенная железистость, тенденция к накоплению литофильных элементов и резкое обеднение сидерофильными элементами (наряду с имеющимися единичными определениями температурообразования для железисто-магнезиальных вебстеритов) свидетельствуют о том, что железисто-магнезиальные вебстериты

Таблица 35 (окончание)

Состав	Ол + РП + МП + Шп (шпинелевые лерцолиты)				
	Хангай				
	142-70	5-71	100-70	45-71	9-71
SiO ₂	45,61	46,00	46,62	51,11	52,60
TiO ₂	Не обн.	0,13	0,21	0,55	0,15
Al ₂ O ₃	1,98	4,00	2,94	6,60	5,80
Cr ₂ O ₃	0,43	0,21	0,27	0,26	Не обн.
Fe ₂ O ₃	0,10	1,23	0,63	0,33	2,87
FeO	8,27	7,89	8,49	8,37	5,97
MnO	0,28	0,50	0,11	0,33	0,42
MgO	41,99	36,60	37,60	24,82	26,20
CaO	1,36	3,10	3,16	5,15	3,30
Na ₂ O	0,30	0,50	0,27	0,76	0,75
K ₂ O	0,25	0,25	0,17	0,67	0,60
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	сл.	0,01	0,03
H ₂ O ⁻	0,05	0,04	0,04	0,36	0,60
П.л.п.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,32	100,45	99,95	99,32	99,52
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	9,2	11,5	11,7	16,2	13,10
Li	7	2	-	6,7	9,2
Rb	9,5	6,5	-	8,8	6,9
Sr	23	8,2	-	8,2	28
Ba	28	19,5	-	27	25
V	39	36	-	50	50
Cu	7,6	9	-	9	4
Ni	1800	2100	-	2100	1650
Co	125	160	-	140	105
K/Rb	218	319	-	631	721

и клинопироксены верлитового парагенезиса являются более дифференцированными породами ультраосновной ассоциации, более низкотемпературными и, по-видимому, менее глубинными по сравнению с большей частью магнезиальной ультраосновных нодулей.

Сопоставление с ультраосновными породами других ксенолитов и отчасти офиолитовых комплексов приводит к следующим выводам (Кебезинская и др., 1977).

Сравнение нормативных составов шпинелевых лерцолитов Монголии с перидотитовыми включениями из андезито-базальтов Камчатки (Кутыев, 1976; Шека, 1976) дает возможность увидеть идентичность их петрохимического состава. В то же время петрохимические характеристики данных ксенолитов отличаются от аналогичных параметров гранат-перидотитовых ксенолитов из кимберлитов (трубка "Удачная") и ультрамафитовых членов офиолитовых ас-

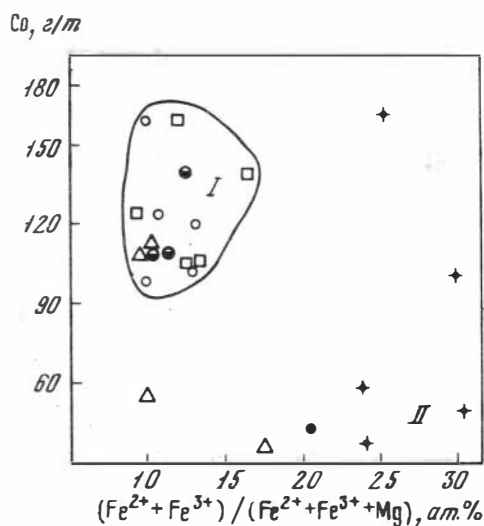
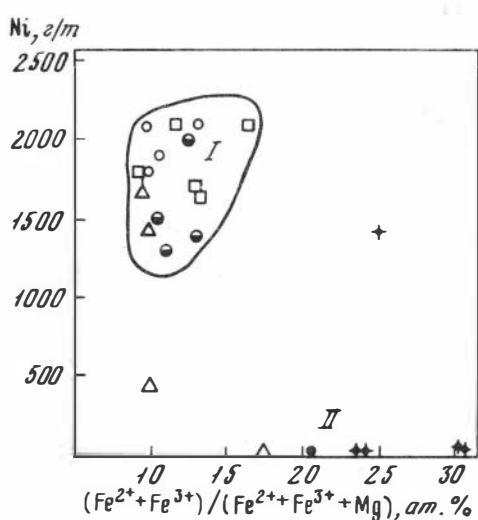


Рис. 70. Распределение Ni в глубинных ксенолитах Монголии для магнезиального (I) и железисто-магнезиального (II) типов

Условные обозначения см. рис. 67

Рис. 71. Распределение Co в глубинных ксенолитах магнезиального (I) и железисто-магнезиального (II) типов

Условные обозначения см. рис. 67

социаций, например Армении и Полярного Урала (в СССР), а также в Монголии. В табл. 36 показано некоторое различие в составах этих ксенолитов. Это прежде всего относится к гиперстенной составляющей, в целом очень низкой в пироповых лерцолитах кимберлитовых трубок и значительно более высокой в офиолитовых ультраосновных породах; она растет от наиболее глубоких фаций ультраосновных пород – гранатовых перидотитов через шпинелевые лерцолиты к приповерхностным офиолитовым ультрабазитам, метаморфизованным в условиях зеленокаменной или амфиболитовой фации. Тем самым выявляется вертикальная зональность в ультраосновных породах различной глубинности по их кремнекислотности.

Аналогичные сопоставления по редким элементам ультраосновных ксенолитов из базальтов и гранатовых перидотитов из кимберлитовых ассоциаций (камеральные материалы В.П. Серенко) устанавливают отчетливую прямую корреляцию между Ba и Rb, что подтверждается соответствующими коэффициентами корреляции: $r_{Ba, Rb} = 0,50$ при $r_{0,5} = 0,46$; $r_{Ba, Rb} = 0,77$ при $r_{0,5} = 0,41$.

Среди исследованных нами образцов по обобщенной характеристике содержания Ba и Rb можно выделить три реперные группы: а) группа шпинелевых лерцолитов и вебстеритов из шелочных базальтоидов Монголии (натриевый и калиевый типы), характеризующихся относительно низкими содержаниями Ba и соответственно низкими Ba/Rb – отношениями ($x = 3,3$); б) группа гранатовых перидотитов трубки "Обнаженная" (Якутия) с довольно высокими Ba/Rb – отношениями ($x = 16$); в) промежуточная между ними группа гранатовых перидотитов трубки "Удачная" (см. табл. 36) с $x = 5,4$. При наличии высокой положительной корреляции между Ba и Rb величина Ba/Rb – отношения имеет сравнительно невысокую дисперсию для отдельных выделенных групп пород и поэтому может служить их важной геохимической характеристикой. Существенно пониженные содержания редких элементов по сравнению с перидотитами включений свойственны ультрабазитам офиолитовых ассоциаций (Армения, Полярный Урал, а также Монголия).

Таблица 36

Средние содержания (в г/т) некоторых редких элементов в щелочных базальтоидах Монголии, родственных им включениях и в ксеногенном гтубинном материале различных проявлений

Порода	Zi	Rb	Sr	Ba	Cr	V	Cu	Co	Ba/Rb
Базальты калиевой серии (Монголия)	10,1	55	1150	595	140	120	29	40	10,8
Базальты натриевой серии (Монголия)	9,9	36	830	385	286	200	48	50	10,7
Лерцолиты калиевой серии (Монголия)	5,0	7,3	13,0	23	1150	42,5	6,3	135	3,2
Лерцолиты натриевой серии (Монголия)	3,9	7,5	8,6	22	1450	35	6,7	97	3,1
Гранатовые перидотиты, трубка "Удачная" (Якутия)	8,0	7,5	20,5	33	1100	30,2	15,3	104	5,4
Гранатовые перидотиты, трубка "Обнаженная" (Якутия)	-	3,4	-	54	-	-	-	-	16
Глубинные вебстериты в базальтах натриевой серии (Монголия)	2,9	6,2	6,4	21	1700	63	11	125	3,4
Железисто-магнезиальные клинопироксениты в базальтах натриевой серии (Монголия)	5,8	7,0	100	41	1000	300	21		43
Пироксениты, трубка "Удачная" (Якутия)	47	6,0	90	120	964	107	98	90	
Эклогиты, трубка "Удачная" (Якутия)	60	13	155	320	550	123	90	60	
Мегакристы пироксена в калиевой серии (Монголия)	6,0	7,4	235	19	78	220	10	51	2,6
Мегакристы клинопироксена в натриевой серии (Монголия)	4,5	5,7	92	55	250	340	14	58	9,6
Минералы ксенолитов из лерцолитов (Монголия):									
Ортопироксены калиевой серии	3	3,6	3	10	1400	36	6,7	80	2,8
Ортопироксены натриевой серии	2,5	4,2	1	27	2700	72	6,2	78	6,4
Оливины калиевой серии	2	3,8	2	6,6	78	10	5,8	110	1,77
Оливины натриевой серии	3	4,6	Сл.	22	60	12	4,1	110	4,8

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ НИЗОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В целях изучения состава верхней мантии и реконструкции ее разреза большое значение приобретает не только диагностика ксенолитов по фациям глубинности, но и определение P - T условий формирования различных групп ксенолитов по термобарометрическим расчетам, в первую очередь определение давления, соответствующего конкретному диапазону глубин (Кепежинскас, Кепежинскас, 1977, 1978).

В решении этой задачи применительно к петрологическим особенностям коллекции глубинных ксенолитов Монголии особую роль играет пироксеновая термо- и барометрия. Известно, что в течение последних 10 лет экспериментальное изучение пироксенового равновесия твердого раствора достигло больших успехов, а пироксеновый сольвус подвергался неоднократному экспериментальному и теоретическому пересмотру (Davis, Boyd, 1966; Boyd, 1970; Hensen, 1973; Akella, 1976; Mysen, 1976; Saxana, 1976; и др.). На основе пироксеновой термо- и барометрии были сделаны попытки расшифровать геотермальную структуру верхней мантии земли в Южной Африке (Boyd, 1973; Boyd, Nixon, 1973) и выявить геотермальные градиенты на более высоких уровнях мантии по шпинель-лорцолитовым ксенолитам (Mac Gregor, Basu, 1976).

Тем не менее отдельные положения пироксеновой термобарометрии до сих пор вызывают дискуссию и стремление произвести ревизию имеющихся данных (Irving, 1976; Presnall, 1976). Это связано главным образом с трудностями при экстраполяции экспериментальных данных по относительно простым системам на многофазные и сложные по составу природные объекты, а также с влиянием дополнительных компонентов на "простые" системы равновесия, используемые в экспериментах. Остановимся лишь на отдельных положениях, которые использованы в процессе изучения материала по глубинным ксенолитам Монголии.

ОЦЕНКА P - T УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КСЕНОЛИТОВ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ И РАСЧЕТНЫМ ДАННЫМ

Для определения температур при помощи геотермометров предложено несколько методов. Среди них следует отметить возможность определения температур по составу клинопироксена в ассоциации ромбических пироксенов (Davis, Boyd, 1966; Nehru, Wyllie, 1974; Mori, Green, 1975; Mysen, 1976; и др.), по составу ортопироксена в ассоциации с моноклинным пироксеном (Boyd, Nixon, 1973; Hensen, 1973; Mysen, 1973, 1976; Akella, 1974; Nehru, 1976) с учетом состава моноклинного и ромбического пироксена (Перчук, 1973; Wood, Banno, 1973; Mysen, 1976; и др.), по коэффициентам распределения Fe и Mg между гранатом и моноклинным пироксеном (Hensen, 1973; Raheim, Green, 1974) и по ряду других характеристик состава различных минералов (Славинский, 1976; Mysen, 1976; и др.).

Экспериментально изучен энстатит-диопсидовый сольвус в системе $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ в интервале $T = 900$ - $1400^\circ C$ и $P = 30$ кбар (Davis, Boyd, 1966), $T = 900$ - $1300^\circ C$ и $P = 2,5$ и 10 кбар (Wamer, Luth, 1974), $T = 1000$ - $1700^\circ C$ и $P = 30$ кбар (Nehru, Wyllie, 1974), $T = 900$ - $1500^\circ C$ и

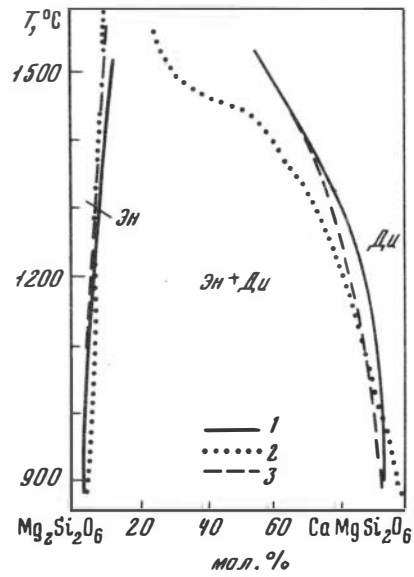
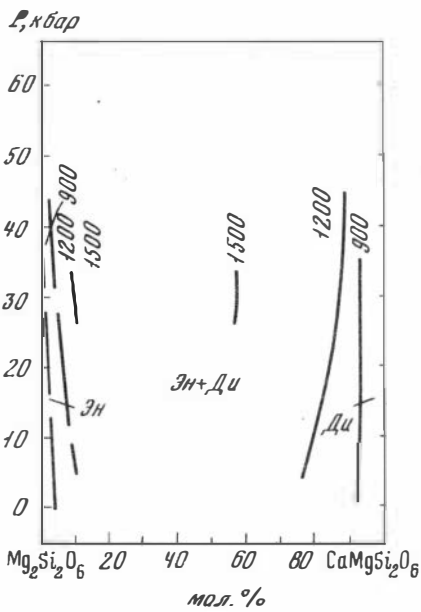


Рис. 72. Диаграмма P - x для энстатит-диопсидового сольвуса (Mori, Green, 1975)
Цифры на кривых - $T^{\circ}\text{C}$

Рис. 73. Энстатит-диопсидовый сольвус при 30 кбар

1 - по данным Мори, Грина (Mori, Green, 1975); 2 - по данным Дэвиса и Бойда (Davis, Boyd, 1966); 3 - по данным Негру и Уилли (Nehru, Wyllie, 1974)

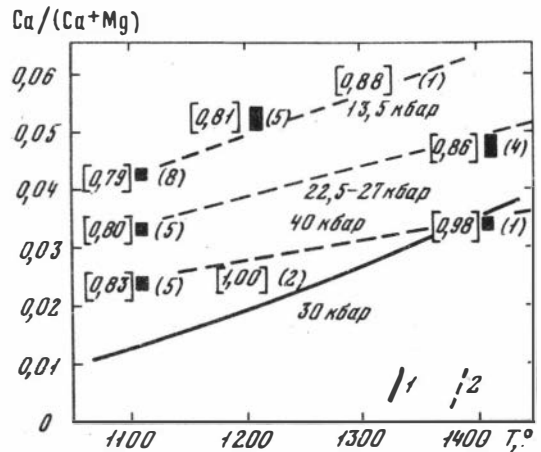
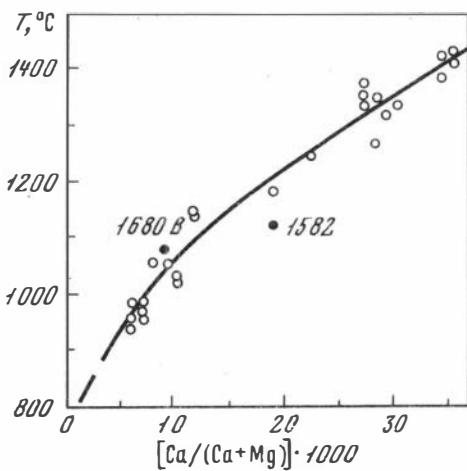


Рис. 74. Эмпирический "энстатитовый геотермометр", построенный на температурах равновесий, установленных для сосуществующего диопсида (Boyd, Nixon, 1973)

Цифры - номера образцов

Рис. 75. Вариации $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ в ортопироксене, равновесном с клинопироксеном, как функция T и P

1 - эмпирическая кривая для ультраосновных нодулей Бойда и Никсона (Boyd, Nixon, 1973); 2 - линии равных давлений. Цифры в квадратных скобках величина $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ в ромбических пироксенах; в круглых - число анализов (Hensen, 1973)

$P = 5-40$ кбар (Mori, Green, 1975). Эти данные для $P = 30$ кбар суммированы на графике (рис. 72, 73). В качестве исходного материала использованы стекла соответствующего состава или смеси синтетических кристаллов энстатита и диопсида, которые реагировали при некотором количестве воды. Насыщение водой способствует росту более крупных кристаллов. Получены взаимобратимые фазовые переходы.

Экспериментальные данные Мори и Грина (Mori, Green, 1975) показали, что температурная зависимость диопсидного изгиба меньше, чем принималось ранее (см. рис. 73). Показано, что при 1500°C и 30 кбар субкальциевый диопсид, обнаруженный Дэвисом и Бойдом (Davis, Boyd, 1966), метастабилен по отношению к энстатиту и более кальциевому диопсиду состава $\text{En}_{42,3} \text{Di}_{57,7}$.

Сольвус расширяется с увеличением давления в интервале от 5 до 40 кбар для температур, равных 1200°C , но при $T = 900^{\circ}\text{C}$ влияние давления на сольвус чрезвычайно мало (см. рис. 72).

В последнее время предложено несколько ортопироксеновых геотермометров. Среди них можно отметить эмпирический "энстатитовый геотермометр" Бойда и Никсона (Boyd, Nixon, 1973) (рис. 74) и ряд экспериментально изученных термометров.

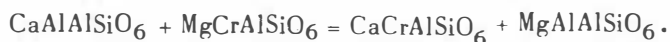
Экспериментальные данные Хенсена (Hensen, 1973) с использованием природных образцов показывают, что поведение РП(МП)—сольвуса с изменением P — T условий и железистости является сложным. Как видно на диаграмме (рис. 75), отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ ортопироксена увеличивается с ростом T и падает с увеличением P . Однако пироксены с низким содержанием Ca при высоких P являются и наиболее магниальными. Сравнение с эмпирической кривой Бойда и Никсона (Boyd, Nixon, 1973), а также Акеллы и Бойда (Akella, Boyd, 1973) показывает, что влияние на кальциевость ортопироксенов давления и магниальности, с одной стороны, и температуры, с другой, одного и того же порядка, но противоположных знаков.

Мизен (Mysen, 1973) экспериментально изучил зависимость отношения $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \Sigma\text{Fe})$ ортопироксена от T при давлениях 10–30 кбар (рис. 76); отчетливой зависимости от P не было установлено. Показано, что отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \Sigma\text{Fe})$ ортопироксенов, сосуществующих с клинопироксенами, систематически увеличивается с ростом T , следуя зависимости, предложенной Бойдом и Никсоном. Однако T по графику (рис. 76) на 100° ниже, чем по данным указанных автором, и немного выше, чем по Хенсону (рис. 75).

Экспериментальные данные Неру (Nehru, 1976) для безжелезистой системы показывают, что устанавливается отчетливая зависимость $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ энстатита не только от T , но и от P (рис. 77, а). Добавление в систему Fe дальше усложняет картину этой зависимости. Изобарические линии на этой диаграмме более крупные, чем в системе без Fe .

Используя три природных образца гавайских шпинелевых и гранатовых перцолитов, Мизен (Mysen, 1976) экспериментально показал, что отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в ортопироксенах увеличивается с ростом T и уменьшением P (рис. 77, б). Однако поскольку изоплеты $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ наклонены слабо, то для определения T или P требуются аналитические данные высокой точности.

Этим же автором экспериментально откалибрована зависимость $K_d = (\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Cr})^{\text{РП}}/(\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Cr})^{\text{МП}}$ от температуры в пределах $P = 7,5-30$ кбар. По мнению Мизена, этот термометр может применяться более широко в результате небольшой энтальпии и энтропии обменной реакции



На очень ограниченном количестве экспериментальных данных Хенсеном (Hensen, 1973) предложены геотермометры, основанные на K_d Fe и Mg между клинопироксеном и ортопироксеном, а также клинопироксеном и гранатом.

Рахейм и Грин (Ranheim, Green, 1974), используя в качестве исходных веществ преимущественно толеиты, на основе данных 52 опытов вывели экспери-

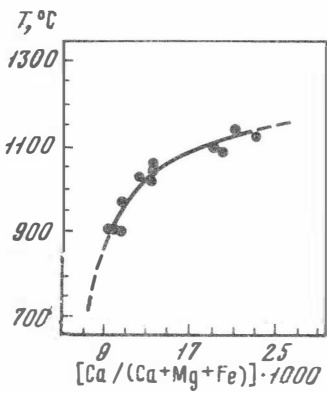


Рис. 76. Зависимость содержаний $[Ca/(Ca+Mg+Fe)] \cdot 1000$ в ортопироксене от $T, ^\circ C$ при давлении 10–30 кбар

Точки – составы экспериментально определенных и проанализированных на зонд фаз (Mysen, 1973)

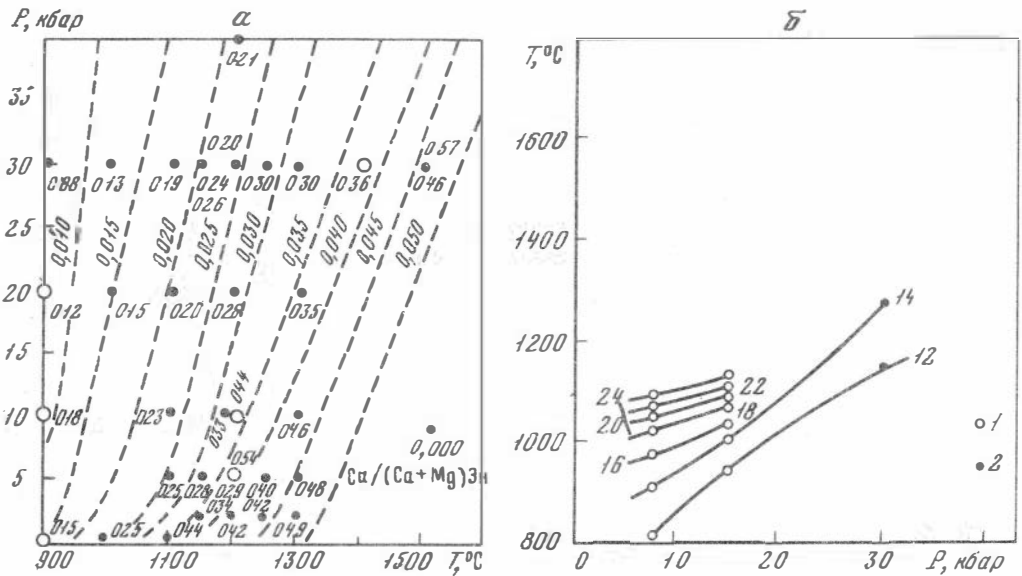


Рис. 77. Ортопироксеновые геотермометры.

а – зависимость $Ca/(Ca+Mg)$ в энстатите, ассоциирующем с диопсидом (в безжелезистой системе), от $P-T$ условий (Nehru, 1976); б – изоплеты $(Ca/(Ca+Mg)) \cdot 1000$ в ортопироксене, равновесном с клинопироксеном, как функция P и T (Mysen, 1976): 1 – Mysen (1976); 2 – Davis, Boyd (1966)

ментальную зависимость $K_d = (FeO/Mg)^I P / (FeO/MgO)^{MII}$ от $P-T$ условий:

$$T (^\circ K) = \frac{3686 + 28,35 P (\text{кбар})}{\ln K_d + 2,33}$$

Таким образом, краткий обзор имеющихся данных показывает, что в отношении некоторых предложенных геотермометров (Davis, Boyd, 1966; Mori, Green, 1975; и др.) эксперименты даже для сравнительно простых систем противоречивы, особенно для $T = 900$ и $1200^\circ C$, что, по-видимому, связано в первую очередь с кинетическими факторами и структурными особенностями минералов.

Другие же термометры основаны на определенных теоретических моделях с очень ограниченным привлечением экспериментальных данных (Перчук, 1973; Boyd, Nixon, 1973; и др.).

Поэтому применение любого термометра к природным системам требует очень большой осторожности и четкого знания влияния на состав минералов дополнительных компонентов.

Наименее надежными, с нашей точки зрения, являются "ортопироксеновые" и "гранат-клинопироксеновые" термометры. Это объясняется тем, что установлена отчетливая зависимость $Ca/(Ca + Mg)$ в энстатите ($K_d Fe$ и Mg между Гр и МП) не только от T , но и от P (Hensen, 1973; Raheim, Green, 1974; Nehru, 1976; Mysen, 1976; и др.). Следовательно, при прочих равных условиях точность этих геотермометров будет зависеть от точности оценок P , полученных независимым способом. Давление пока оценивается также весьма приблизительно, а для поля шпинелевых лерцолитов пока не может быть оценено вообще. Во-вторых, добавление дополнительных компонентов в систему (например, FeO) вызовет вариации величины $Ca/(Ca + Mg)$ энстатита (Nehru, 1976) и любые ошибки в определении этой величины повлекут за собой значительные ошибки в определении T .

Из всех остальных геотермометров кратко остановимся на трех: 1) Дэвиса и Бойда (Davis, Boyd, 1966); 2) Вуда и Бане (Wood, Banno, 1973) и 3) Л.Л. Перчука (1973).

Выбор геотермометра в данной работе основан на сравнении T , полученных по каждому из этих термометров (T_B), с экспериментальными температурами (T_3) (Green, Ringwood, 1967; Lindsley, Munoz, 1969; Kushiro et al., 1972; Smith, 1972; Akella, Boyd, 1973; 1974; Green, 1973; Hensen, 1973; Akella, 1974, 1976; Mysen, Boetscher, 1975). Данные последних авторов дают большие систематические отклонения по любым термометрам, поэтому из дальнейших расчетов исключены. Также исключены (как вызывающие сомнение) результаты опыта Куширо с соавторами ($T = 1450^\circ C$). В качестве оценки использованы: средняя ошибка $[\Sigma(T_3 - T_B):n]$ и средняя квадратическая ошибка $(S = \sqrt{\frac{(T_3 - T_B)^2}{n-1}})$.

Для термометра Вуда и Бане (Wood, Banno, 1973) они равны - 0,6 и $45^\circ C$, Дэвиса и Бойда (Davis, Boyd, 1966) - 8 и $82^\circ C$ и методом Л.Л. Перчука (1973) получено 90 и $124^\circ C$. Легко убедиться, что два первых термометра не дают систематической ошибки, в то время как третий сильно занижает вычисляемые $T(T_B)$ по сравнению с экспериментальными. Средняя квадратическая ошибка второго почти в 2 раза, а третьего почти в 3 раза больше, чем первого геотермометра. Следовательно, T ксенолитов Монголии предпочтительнее вычислять методом Вуда и Бане.

До 1977 г. оценка давления всеми исследователями производилась практически на основе экспериментальных данных Мак Грегора (Mac Gregor, 1974), по содержанию Al_2O_3 в энстатите в ассоциации с форстеритом и гранатом или шпинелью, полученными для системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$.

Используя расчетные данные для этой же системы, Вуд (Wood, 1976) показал, что наклон Al -изоплет для энстатита в шпинелевом поле значительно отличается от таковых по экспериментальным данным Мак Грегора (рис. 78). На основании этого он сделал вывод, что для шпинелевого поля экспериментальные данные Мак Грегора, вероятно, ошибочны, поскольку они не совпадают также и с экспериментами других исследователей для низких P (Anastasion, Scifert, 1972).

Преснэл (Presnall, 1976) экспериментально исследовал моновариантную кривую для шпинелевых лерцолитов упрощенного состава в системе $CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ в интервале P от 9 до 14 кбар. При $T = 1305^\circ$ и $P = 9$ кбар для лерцолитового солидуса помещена неинвариантная точка, в которой сосуществует Ан + Фор + Ди + Шп + Эн + расплав. Содержание Al_2O_3 в энстатите на моновариантной кривой при 11 кбар и $T = 1350^\circ C$ равно 8,4 вес.%. Эта точка с учетом данных по содержанию Al_2O_3 в энстатите в поле гранатовых лерцолитов и положения кривой перехода шпинелевых лерцолитов в гранатовые лерцолиты позволяет сделать заключение, что изоплеты Al_2O_3 в энстатите в поле шпинелевых лерцолитов имеют пологие и, вероятно, отрицательные наклоны (рис. 79). Это резко противоречит крутым положительным наклонам, найденным Мак Грегором в системе $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$. Изоплеты Al_2O_3 в энстатите в поле плагиоклазовых лерцолитов имеют более крутой, отрицательный наклон и могут служить хорошим геобарометром (Перчук, 1977).

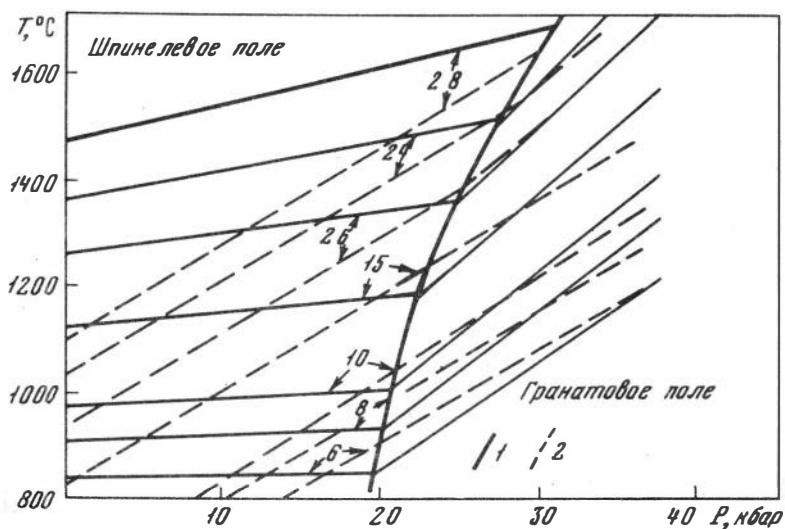


Рис. 78. Несоответствие теоретически рассчитанных (1) Wood, 1976) и экспериментально определенных (2) Mac Gregor, 1974) изоплет Al в ортопироксене для поля устойчивости шпинель-лгеролитового парагенезиса

Цифры – содержания Al в позиции M_1 ($X_A^M \cdot 1000$) по данным Вуда (Wood, 1976)

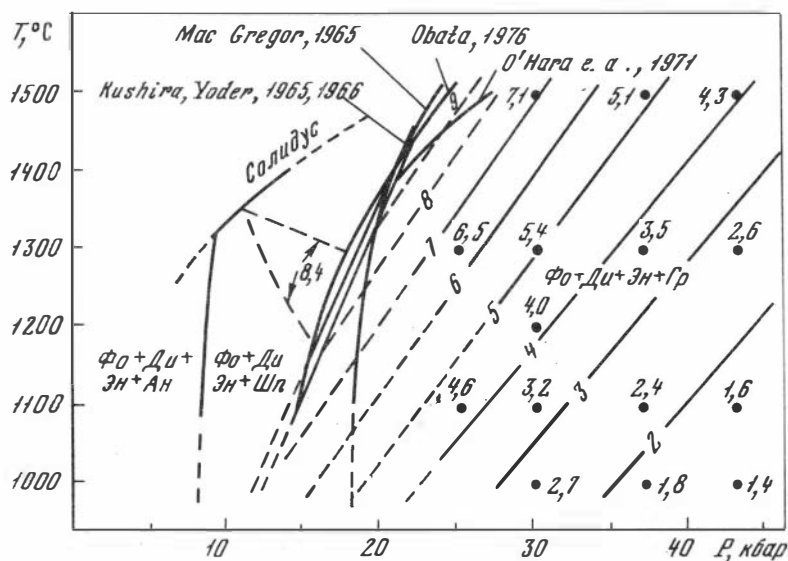


Рис. 79. Поля устойчивости плагиоклазовых, шпинелевых и гранатовых лгеролитов в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ с изоплетами Al_2O_3 (в вес. %) в энстатите (Presnall, 1976)

Аналогичные данные получены расчетным путем Обатой (Obata, 1976) для полей плагиоклазовых, шпинелевых и гранатовых перидотитов (гранатовых вебстеритов) в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (рис. 80, 81). Сплошная линия В на рис. 80 представляет вычисленную моновариантную кривую $Ан + Фo \rightleftharpoons МП + РП + Шп$ для этой же системы. Линия С – моновариантная кривая $МП + РП + Шп \rightleftharpoons Гр + Фo$. Обе хорошо согласуются с экспериментальными кривыми (Kushiro, Yoder, 1966). Кривая D – моновариантная линия для реакции $МП + РП + Шп + Ан = Гр$ выведена автором графически, Ku Yod – та же кривая, определенная экспериментально в четырехкомпонентной системе (Kushiro, Yoder, 1966).

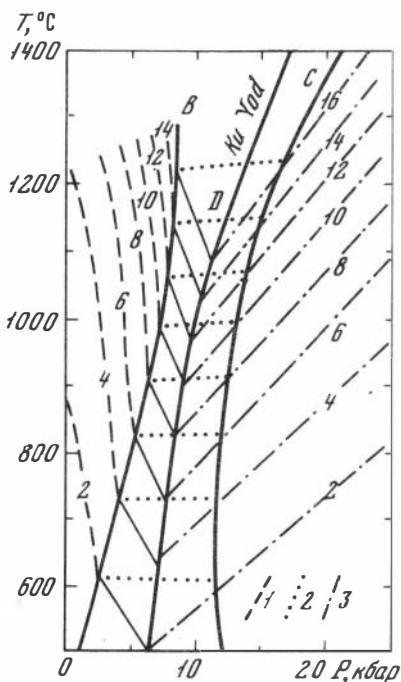


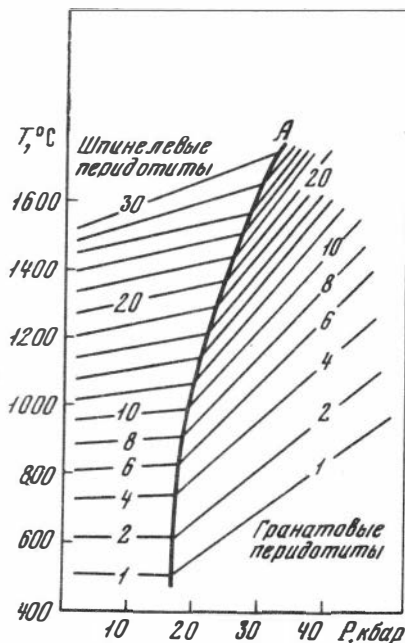
Рис. 80. Вычисленные изоплеты Al для ортопироксена в плагиоклазовых (1), шпинелевых (2) и гранатовых перидотитах (3) в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (Obata, 1976)

Цифры – содержания (в вес. %) Al_2O_3 в ортопироксене

Рис. 81. Вычисленные изоплеты Al для ортопироксена в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$

A – вычисленная моновариантная линия для реакции $РП+Шп=Фo+Гр$

Цифры – содержания Al (в вес.%) в позиции M_1 в ортопироксенах (Obata, 1976)



Таким образом, эти данные не дают нам возможности оценить P в поле шпинелевых лерцолитов. Для поля гранатовых лерцолитов общий положительный наклон изоплет Al_2O_3 в энстатите сохраняется. Появляется возможность определения P и в поле плагиоклазовых перидотитов.

Однако, учитывая влияние дополнительных компонентов в природных системах, даже для полей плагиоклазовых и гранатовых перидотитов оценки P могут быть сделаны весьма приблизительно и с большой осторожностью.

ФАЦИИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Ультраосновные и базитовые включения в щелочных базальтоидах Монголии характеризуются значительным разнообразием минеральных парагенезисов и типов пород. Среди них установлены шпинелевые и пироповые лерцолиты и вебстериты, гарцбургиты, верлиты, клинопироксениты, эклогиты, а также эклогитоподобные породы и гранулиты (Кежежинская, 1975). Вебстериты, верлиты, эклогиты и клинопироксениты присутствуют двух типов: магнизиальные и железисто-магнизиальные, составы минералов в которых также различны. Визуально это выражается в зеленой и черной окраске соответствующих ксенолитов.

Модальный состав включений испытывает существенные колебания, благодаря чему один и тот же парагенезис образует различные петрогра-

фические типы пород и, наоборот, — одна и та же порода представлена разными минеральными ассоциациями. В частности, минеральный парагенезис (Ол+РП+МП+Шп) представлен, кроме лерцолитов, вебстеритами, верлитами и гарцбургитами, включая даже клинопироксениты. В то же время наблюдаются вебстериты как лерцолитового, так и вебстеритового (РП+МП+Шп) парагенезиса.

Установлено также, что состав минералов в однотипных парагенезисах ультрамафитовых ксенолитов калиевой и натриевой ассоциаций базальтоидов различен.

Вместе с тем общий химический состав и редкоэлементная характеристика однотипных ксенолитов, например шпинелевых лерцолитов или магнезиальных вебстеритов, оказываются во многих отношениях идентичными независимо от принадлежности к ассоциации и независимо от вариаций минерального состава ксенолитов.

Это дает основание связать наблюдающиеся изменения состава минералов с различными *P-T* условиями минералообразования и попытаться провести фациальную диагностику как тех, так и других ксенолитов, широко привлекая для этой цели соответствующий сравнительный материал по аналогичным породам различных фаций глубинности и термобарометрические расчеты. Исследования показывают, что среди рассматриваемых ультраосновных и базитовых включений Монголии имеются представители почти всех фаций глубинности низов коры и верхней мантии (Соболев, 1974).

В табл. 37 и 38 приведены некоторые характеристики составов сосуществующих минералов из ксенолитов Дариганги и Хангая и температуры, вычисленные указанным методом.

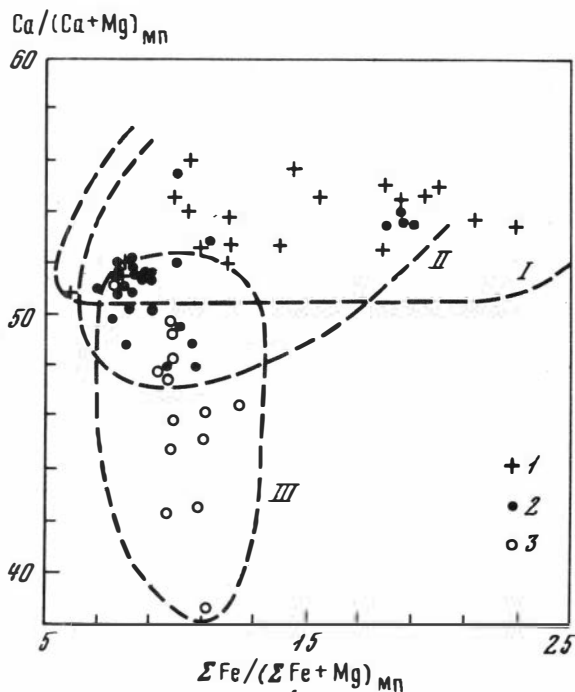
Относительное расположение различных образцов однотипных ассоциаций по вертикальному разрезу (в отношении *T*) в пределах каждого района, а также сравнение обоих районов можно осуществить без применения какого-либо конкретного геотермометра.

Учитывая экспериментально установленную зависимость отношения $Ca/(Ca + Mg)$ клинопироксена (в ассоциации с ортопироксеном) от *T* и отсутствие связи $Ca/(Ca + Mg)$ с составом в указанных районах, на основании данных табл. 37 и 38 построен график (рис. 82) в координатах $Ca/(Ca + Mg)^{MII} - Fe/(Fe + Mg)^{MII}$, на который также нанесены составы клинопироксенов в парагенезисе с ортопироксеном и глиноземистой фазой (Гр, Al_2SiO_5 или Шп) из гранулитовой фации по литературным данным (Добрецов и др., 1971). Как видно на рис. 82, 22 из 30 образцов Дариганги ложатся в поле гранулитовой фации, в то время как из района Хангая в последнее поле относится лишь один образец из 15. Наблюдается лишь незначительное перекрытие полей составов клинопироксена из ассоциации МП+РП+Шп+Ол на Дариганге и Хангае, причем в последнем составы сильно сдвинуты в область низких значений $Ca/(Ca + Mg)$ (более высоких значений *T*).

Эта закономерность сохраняется и подтверждается и при анализе *T*, рассчитанных методом Вуда и Бано (Wood, Вanno, 1973). Для МП+РП+Шп+Ол ассоциации Дариганги имеем температурный интервал 790–1100°C, Хангая — от 1015 (для одного образца *T*=800°) до 1260°C. Причем на Дариганге 22 образца, укладывающиеся по составу в поле гранулитовой фации (см. рис. 82), имеют *T* от 790 до 950°C (один 1000°). На Хангае мы можем вычислить *T* лишь для одного из двух образцов этого поля, которая равна 800°C. В последнем районе температуры двупироксеновых гнейсов (РП+МП+Пл+Кпш+КВ), рассчитанные этим же методом, имеют значения от 780 до 820°C. И хотя для решения поставленной задачи мы не придаем особого значения конкретным цифрам температур, тем не менее считаем важным подчеркнуть, что полученные температуры для образований, сопоставимых с фациями двупироксеновых гнейсов (гранулитовой), хорошо согласуются с оценками температур гранулитовой фации, полученными разными способами: на основе совокупности экспериментальных и петрологических данных, использованных при составлении схемы фаций регионального метаморфизма (Добрецов и др., 1972), и при изучении соответствующих расплавных включений (Чупин, 1975).

Рис. 82. Соотношение кальцие-ности $Ca/(Ca + Mg)$ и железистости $\Sigma Fe/(\Sigma Fe + Mg)$ в моноклинных пироксенах (МП) из двупироксеновых пород (в парагенезисе с Гр и Шп) гранулитовой фации и ультраосновных (МП+РП+Шп+Ол) ксенолитов

1 - моноклинный пироксен из двупироксеновых пород (+Гр или Шп) гранулитовой фации (Добрецов и др., 1971); 2 - моноклинный пироксен из ультраосновных ксенолитов Дариганги; 3 - то же для Хангая; I-III - соответствующие им поля составов моноклинных пироксенов



Это еще раз подтверждает правильность выбранного геотермометра, а также правомерность предположения, что измеряемые по составу минералов температуры скорее всего установились непосредственно перед извержением вулканов или во время извержения. Об этом говорит также практически полное отсутствие зональности минералов по составу из глубинных включений не только в Монголии, но и на всем земном шаре.

Таким образом, наиболее распространенная в щелочных базальтоидах Монголии группа ксенолитов лерцолитового и вебстеритового парагенезисов, представленная в основном шпинелевыми лерцолитами и шпинелевыми пироксенитами магнезиального типа, относится к двум фациям верхней мантии. Ксенолиты этих фаций пространственно разобщены. Большинство шпинелевых лерцолитов из натриевых базальтоидов Дариганги относится к гранулитовой фации, в то время как в калиевых базальтоидах Хангая основная масса шпинель-лерцолитовых ксенолитов принадлежит к более глубокой шпинель-пироксеновой фации верхней мантии.

Парагенетический анализ, сравнение с соответствующими метаморфическими породами корового генезиса и ксенолитами кимберлитов, а также отчасти термобарометрические расчеты устанавливают существование и более глубокой графит-пироповой фации. К ней относятся гранатсодержащие ксенолиты из калиевых базальтоидов Хангая, представленные пироповыми лерцолитами, гарцбургитами, вебстеритами и магнезиальными эклогитами. Породы более глубокой фации пироповых перидотитов с алмазами среди ксенолитов не обнаружены. Однако следует отметить, что некоторые пиропсодержащие парагенезисы по определенным параметрам минерального состава приближаются к алмазосодержащим парагенезисам в кимберлитах, что показано в систематическом описании выше.

Следует также подчеркнуть, что одна и та же фация ксенолитов в различных пространственно разобщенных вулканических ареалах представлена различными породами. Так, для гранулитовой фации Дариганги типичны ультраосновные ксенолиты (шпинелевые вебстериты и шпинелевые лерцолиты), в то время как гранулитовая фация Хангая объединяет эклогитоподобные породы и типичные двупироксеновые гнейсы.

Это свидетельствует о весьма существенной латеральной неоднородности состава глубинных зон на территории Монголии.

Таблица 37

Некоторые характеристики состава (в вес. %) сосуществующих минералов из ксенолитов

Ассоциация	Порода	№ обр.	МП				
			Ca/(Ca + Mg), ат. %	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Na	Cr
РП + МП + Ол + Шп	Шпинелевый лерцолит	50 ⁸ -72	55,50	0,050	0,210	0,136	0,022
	Железисто-магнезиальный клинопироксенит	48-72	53,76	0,130	0,103	0,061	0,008
	Железисто-магнезиальный верлит	1	53,74	0,130	0,115	0,064	0,003
	Гардбургит	11-72	52,90	0,114	0,124	0,103	0,018
	Шпинелевый лерцолит	50 ⁹ -72	52,40	0,096	0,127	0,086	0,019
	То же	98 ² -72	51,95	0,116	0,137	0,129	0,023
	"	76-72	51,93	0,118	0,151	0,136	0,032
	"	87-72	51,80	0,809	0,119	0,122	0,032
	Верлит	50 ⁷ -72	51,70	0,095	0,142	0,180	0,018
	Шпенелевый лерцолит	18-72	51,50	0,108	0,156	0,141	0,027
	Вебстерит	3	51,50	0,091	0,176	0,132	0,021
	Шпинелевый лерцолит	50-72	51,40	0,104	0,165	0,133	0,021
	Вебстерит	50 ⁴ -72	51,30	0,095	0,143	0,119	0,030
	"	50 ⁶ -72	51,10	0,090	0,148	0,117	0,024
	"	50 ² -72	51,00	0,081	0,139	0,132	0,336
	"	50 ¹⁰ -72	50,85	0,081	0,169	0,144	0,031
	Шпинелевый лерцолит	50 ¹ -72	50,80	0,078	0,168	0,144	0,027
	То же	50 ³ -72	50,80	0,082	0,162	0,133	0,024
	"	75-72	50,30	0,071	0,182	0,105	0,030
	"	212-70	49,90	0,090	0,181	0,131	0,022
	"	163-70	49,50	0,121	0,158	0,136	0,022
	"	214-70	48,90	0,096	0,182	0,128	0,022
	"	210-70	48,90	0,087	0,173	0,112	0,022
"	12-72	48,00	0,100	0,164	0,135	0,028	
"	209-70	47,90	0,077	0,140	0,095	0,021	
РП + МП + Шп	Железисто-магнезиальный клинопироксенит	98 ³ -72	54,00	0,147	0,099	0,000	0,013
	Железисто-магнезиальный вебстерит	98-72	58,80	0,135	0,137	0,073	0,004
	Вебстерит	19-72	51,90	0,093	0,170	0,131	0,023
	"	50 ¹¹ -72	51,90	0,095	0,139	0,112	0,023
	"	50 ^{10A} -72	50,40	0,099	0,172	0,138	0,030

Для довольно многочисленной группы железисто-магнезиальных пироксеновых пород среди глубинных ксенолитов Монголии в настоящее время трудно определить фаціальное положение. Это главным образом черные клинопироксениты верлитового парагенезиса и мономинеральные железисто-магнезиальные клинопироксениты, а также железисто-магнезиальные эклогиты. Можно высказать лишь предположение об их связи с наименее глубинными сериями ксенолитов, возможно, отвечающих гранулитовой фации. В пользу такого предположения говорит состав пироксеновой части верлитового парагенезиса, общая

в натриевых базальтоидах Дариганги

		РП			Шп		Оп	T _B °C, (Wood, Banno, 1973)
f	Ca(Ca + +Mg), ат.%	Al ₂ O ₃	f	Cr	Al	f		
10,0	0,88	4,04	8,9	0,191	1,802	10,0	834	
19,1	1,31	4,02	21,1	-	1,682	18,6	887	
17,8	-	-	-	-	-	20,5	-	
11,9	0,92	3,43	11,0	0,216	1,671	11,1	811	
10,9	1,05	3,69	11,2	0,231	1,673	10,9	902	
9,6	0,91	3,66	8,8	-	-	9,0	822	
7,6	0,75	3,18	10,8	-	-	9,0	792	
7,8	0,98	4,21	9,1	0,385	1,512	8,4	829	
8,9	-	-	-	0,191	1,797	19,0	-	
7,9	0,97	2,96	8,9	0,293	1,665	8,8	832	
8,1	0,86	4,01	9,4	0,251	1,716	9,4	971	
8,7	1,03	4,09	9,3	0,190	1,785	9,8	909	
8,4	1,60	3,45	12,5	0,252	1,707	9,9	956	
8,1	0,91	3,75	8,8	0,228	1,742	9,2	95	
6,9	-	-	-	0,195	1,782	8,0	"	
8,1	0,99	4,20	9,4	0,299	1,685	9,5	941	
7,7	0,96	3,05	8,5	0,543	1,411	9,4	932	
8,2	0,86	2,65	9,1	0,530	1,591	9,1	946	
8,6	1,36	3,17	8,8	0,300	1,681	9,0	1046	
7,5	0,70	3,88	10,0	0,248	1,589	9,6	1087	
10,7	0,74	3,93	12,5	-	-	9,7	1016	
8,5	0,83	4,08	9,7	-	-	9,3	1061	
10,5	0,72	4,19	9,3	0,316	1,466	10,8	1097	
10,7	1,91	4,37	9,6	-	-	9,6	1073	
7,7	0,77	3,53	10,7	0,378	1,364	10,6	1076	
18,5	-	-	-	-	-	-	-	
18,6	1,10	4,09	11,9	-	-	-	994	
8,2	1,24	4,07	9,0	0,196	1,770	-	912	
7,8	0,93	4,06	8,4	0,219	1,748	-	862	
8,4	0,98	3,82	8,0	0,227	1,753	-	995	

более высокая железистость минералов и пород в целом, а также тенденция к обогащению этих ксенолитов редкими элементами литофильной группы и соответственно низкие концентрации сидерофильных элементов, которые достигают значительно больших величин в глубинных ксенолитах магнезиального типа.

Сравнительный анализ глубинных ксенолитов Монголии с их фациальными аналогами в других регионах (ксенолиты из кимберлитов Сибирской платформы, отчасти из базальтоидов Прибайкалья и других областей) обнаруживает специфические черты минерального состава, которые, возможно, относятся к

Таблица 38

Некоторые характеристики состава (в вес. %) сосуществующих минералов из ксенолитов

Ассоциация	Порода	№ обр.	Параметры состава соответствующего минерала						
			МП						
			Ca(Ca + Mg), ат. %	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Na	Cr		
РП + МП + +Пл+Кшл+ +Кв	Гранулит	519-75	56,67	0,085	0,083	0,093	0,000		
	"	520-75	56,58	0,067	0,080	0,068	0,000		
	"	517-75	56,45	0,074	0,076	0,098	0,000		
	"	521-75	54,62	0,139	0,093	0,146	0,000		
	"	К-6	50,93	0,056	0,120	Не опр.	0,040		
	Ог + РП + МП + Шп	Шпинеле- вый лер- цолит	То же	Филиппов и др., 1976	49,55	0,108	0,191	0,147	0,019
		"	"	Агафонов и др., 1976	49,49	0,099	0,190	0,139	0,021
		"	"	164-75	48,22	0,105	0,174	0,135	0,017
		Шпинеле- вый веб- стерит	162 ^б -75	47,71	0,113	0,180	0,051	0,022	
		Шпинеле- вый лер- цолит	162 ^а -75	47,55	0,107	0,180	0,142	0,022	
		То же	142-70	46,30	0,128	0,184	0,121	0,017	
		"	9-71	46,05	0,134	0,161	0,131	0,017	
		"	45,71	45,86	0,099	0,195	0,125	0,021	
		"	87-71	45,59	0,082	0,138	0,121	0,009	
		"	233-70	44,78	0,123	0,172	0,117	0,021	
"		5-71	42,67	0,121	0,158	0,113	0,021		
"		234-70	42,24	0,136	0,134	0,096	0,022		
"		100-70	38,36	0,190	0,064	0,059	0,013		
РП+МП+ +Шп		Железо- магнети- альный клинопи- роксенит	166-75	55,24	0,138	0,244	0,251	0,000	
		Ог+ +РП+ +МП+ +Гр	Гранато- вый лер- цолит	157-75	46,15	0,111	0,161	0,128	0,022
Гранато- вый веб- стерит	155-75		45,74	0,104	0,174	0,132	0,013		
Ог+РП+ +МП+Гр+ Шп+Фл+ +Мс	Гранато- вый лер- цолит	Агафонов и др., 1976	44,16	0,148	0,171	0,134	0,023		

числу провинциальных особенностей в составе глубинных зон. В частности, наблюдается обогащенность пироксенов различных парагенезисов глиноземом и сравнительно с породами тех же парагенезисов и фаций тенденция к меньшему содержанию SiO₂, что, в конечном счете, влияет на соотношение Al^{IV}/Al^{VI}. Для пиропов гранатсодержащих ксенолитов отсутствует зависимость между железистостью и содержанием кальциевого компонента, четко прослеживаемая, например, в ксенолитах из кимберлитов. В данном случае кальциевость как более железистого пироба из железисто-магнетиальных эклогитов,

Параметры состава соответствующего минерала							$T_B, ^\circ\text{C}$ (Wood, Banno, 1973)
РП			Шп		Оп		
f	Ca(Ca + Mg), ат. %	Al ₂ O ₃	f	Cr	Al	f	
38,7	2,13	2,09	43,58	-	-	-	782
34,7	1,77	1,71	40,3	-	-	-	781
41,6	2,38	1,80	46,2	-	-	-	798
33,3	1,60	2,65	33,69	-	-	-	822
8,1	-	-	-	0,172	1,817	8,79	
9,8	0,93	4,25	10,3	-	-	11,1	1015
9,92	1,19	4,40	10,2	0,183	1,781	10,7	1015
9,8	-	-	-	0,225	1,713	11,3	
9,4	1,81	5,02	9,6	0,205	1,734	11,6	1058
9,5	1,96	4,61	9,7	0,162	1,786	13,8	1076
12,3	1,41	4,89	12,4	0,166	1,765	12,6	1113
11,11	1,40	4,74	11,7	0,152	1,767	11,6	1112
9,8	1,43	4,53	13,8	-	-	12,5	1104
11,0	1,24	3,50	10,1	-	-	13,1	1103
9,7	1,38	5,17	10,5	0,189	1,738	11,7	1161
10,8	1,35	4,52	10,8	0,250	1,632	9,9	1179
9,8	1,36	4,95	10,8	-	-	11,2	1193
11,2	2,57	3,66	10,8	-	-	11,6	1261
34,2	1,47	3,80	28,8	-	-	-	801
10,5	1,36	4,00	9,5	Гр=16,2		11,6	1102
10,2	1,37	3,82	9,4	Гр=16,1		-	1109
12,0	2,31	5,14	11,0	Гр=17,7		10,8	1144

так и значительно менее железистого граната из пироповых перидотитов и магнезиальных эклогитов остается практически постоянной.

Обращает на себя внимание также состав клинопироксенов в эклогитах, которые характеризуются очень низкой кальциевостью, не характерной вообще для ксенолитов железисто-магнезиального типа.

Интересным фактом является обнаруженная в ксенолитах шпинель-перцолитового и вебстеритового парагенезисов (РП+МП+Шп+Оп) слабая отрицательная связь кальциевого компонента моноклинового пироксена с отношением $Cr/(Cr +$

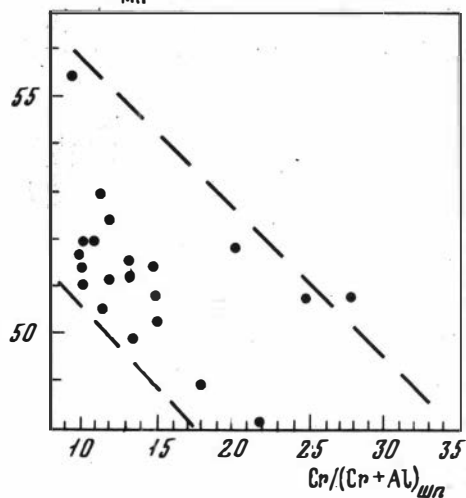
$Ca/Ca+Mg$ мп

Рис. 83. Отрицательная связь кальциевого компонента в клинопироксенах и хромового компонента в сосуществующей шпинели для ксенолитов лерцолитового парагенезиса

+Al) шпинели, что по-видимому, связано с увеличением температуры (рис.83). Последнее согласуется с экспериментальными данными в хромсодержащих системах (Mysen, Boettcher, 1975; и др.). Вместе с тем не исключено, что содержание кальциевого компонента в шпинели данной ассоциации зависит также от количества шпинели в породе, поскольку шпинель является ярко выраженным концентратом Cr. Косвенным подтверждением этого является тот факт, что на Хангае количество шпинели в шпинелевых лерцолитах значительно больше, чем на Дариганге, а содержание Cr в них заметно ниже (см. табл. 37, 38).

Установленная принадлежность ультраосновных и основных ксенолитов из щелочных базальтоидов Монголии различным фациям глубинности в пределах коры и верхней мантии имеет большое значение для изучения состава и строения глубинных зон Земли, являющегося одной из актуальных проблем современной петрологии.

Однако детальные петрологические исследования глубинных ксенолитов кайнозойских щелочно-базальтоидных вулканов Монголии дают не только общую информацию о составе глубоких недр, недоступных прямым наблюдениям, но и позволяют реконструировать разрез верхней мантии и низов коры в пределах складчатых сооружений принципиально различных типов. Это, в свою очередь, имеет принципиальное значение для тектонических реконструкций, решения ряда общегеологических вопросов и в некоторых прикладных аспектах.

Пример подобных реконструкций в Центральной Азии на основании представленного материала представляется следующим образом. Как было показано выше (см. гл. I), монгольский сектор Центрально-Азиатского складчатого пояса подразделяется на Северный и Южный мегаблоки, существенно различающиеся по истории геологического развития и формирования складчатых структур (Тектоника МНР, 1974). В Северном мегаблоке распространены каледонские и главным образом раннекаледонские складчатые сооружения со сложным формационным профилем, которые закладывались и развивались на ранее консолидированных сооружениях и имеют древнее континентальное основание.

Наряду с преобладающими каледонскими складчатыми сооружениями здесь отмечаются и герцинские структуры. Они характеризуются широким развитием терригенных формаций флишoidного облика, сиалическим интрузивным магматизмом и сквозным вулканизмом главным образом среднего и кислого состава, проявленным не только в геосинклинальные и орогенные стадии развития, но и в эпохи мезозойской активизации. Эти герцинские складчатые сооружения резко отличаются от герцинских эвгеосинклиналией Южной Монголии и рассматриваются как регенерированные геосинклинали, заложенные и развивавшиеся на континентальном основании внутри каледонских структур Северного мегаблока.

В Южном мегаблоке преимущественно развиты складчатые структуры собственно эвгеосинклиналиального типа с начальным основным вулканизмом, гипербазитовыми комплексами и глубоководными кремнистыми осадками, которые рассматриваются как остатки океанической коры геологического прошлого и доказательства океанической природы соответствующих эвгеосинклиналиальных областей.

Как в эпоху геосинклиального развития, так и в период новейшей тектонической активизации в кайнозойе, рассматриваемые складчатые области существенно различались особенностями проявления базальтового вулканизма и составом его продуктов.

Глубинные ксенолиты из калиевых щелочных базальтоидов Хангая связаны с кайнозойским вулканическим ареалом Северного мегаблока и характеризуют фундамент древних складчатых сооружений, образованных на коре континентального типа, нодулы натриевых щелочно-базальтоидных вулканов в Дариганги, расположенной в пределах Южного мегаблока, позволяют составить представление об особенностях состава фундамента более молодых герцинских складчатых сооружений, возникших на коре океанического типа.

Перед тем как перейти к реконструкции глубинного разреза в отношении *P-T* условий, целесообразно указать все типы пород, участвующих в строении различных разрезов.

Как показывает изучение распространенности разных типов ксенолитов в пределах каждого вулканического ареала, их химизма и состава минералов в соответствующих ассоциациях (см. табл. 37, 38; Кеpezинская и др., 1976а, б), а также аналитический материал по "черной" железисто-магнезиальной серии верлитов и пироксенитов, не вскрытый на поверхности глубинный разрез в рассматриваемых складчатых областях сложен следующими типами пород (в порядке убывания частоты встречаемости).

На Хангае он представлен шпинелевыми и пироповыми лерцолитами, двупироксеновыми и пироксен-роговообманковыми гнейсами, магнезиальными эклогитами ($Gr_{16} + MP_{12}$), "черными" железисто-магнезиальными эклогитами ($Gr_{28} + MP_{21-24}$) и клинопироксенитами, "зелеными" магнезиальными вебстеритами, мономинеральными диопсидитами ($f \sim 20$), оливинновыми клинопироксенитами ($f = 11$), эклогитоподобными породами ($Gr_{36} + MP_{26-29} + RP + Pl$), пироповыми вебстеритами ($Gr_{16} + RP_9 + MP_{10}$) и пироповыми гарцбургитами ($Gr_{16} + Ol_{11} + RP_{10}$).

На Дариганге разрез сложен шпинелевыми лерцолитами и вебстеритами, "черными" железисто-магнезиальными клинопироксенитами ($Ol_{20-23} + MP_{20-23} + Шп$), "зелеными" магнезиальными вебстеритами, "черными" мономинеральными клинопироксенитами ($f = 20-28$), "зелеными" магнезиальными гарцбургитами, верлитами, а также "черными" железисто-магнезиальными верлитами ($Ol_{22-24} + MP_{22-24}$). Обращает на себя внимание отсутствие эклогитов и двупироксеновых гнейсов и широкое развитие пироксенитов. Не исключено наличие пироповых перидотитов, так как пироп обнаружен при шлиховом опробовании.

Перечисленные породы Хангая по температуре укладываются в интервал приблизительно $780-1260^{\circ}C$ в описанной ниже последовательности (сверху вниз). К верхней части относятся двупироксеновые гнейсы и переходные к амфиболитовой фации пироксен-роговообманковые гранулы. Сюда же на основании величины $Ca/(Ca + Mg)$ МП, равной 54-57% (см. рис. 82), по-видимому, следует отнести и плагиоклазсодержащие эклогитоподобные породы. Судя по единичным ксенолитам такого типа, они эпизодичны и уступают место широко распространенным породам гранулитовой фации. Такой же очень редкой разновидностью являются "черные" железисто-магнезиальные клинопироксениты ($RP + MP + Шп$), которые по T (800°) также принадлежат к этой части разреза. В остальной температурный интервал $1000-1260^{\circ}C$ попадают шпинелевые лерцолиты с единичными "зелеными" магнезиальными вебстеритами. К более высокотемпературной части этого диапазона относятся пироповые лерцолиты и вебстериты (см. табл. 38), а также магнезиальные эклогиты, которые переслаиваются с пироповыми лерцолитами в одном и том же полосчатом нодуле (см. рис. 58, а). Такое незначительное температурное перекрытие шпинелевых и гранатовых перидотитов легко объясняется присутствием дополнительных компонентов и точностью применяемого геотермометра.

Для рассматриваемого района остается неопределенным положение в разрезе "черных" железисто-магнезиальных эклогитов и "зеленых" мономинераль-

ных диопсидитов из-за отсутствия более или менее достоверных геотермометров или взаимоотношений с другими породами.

Поскольку подавляющее большинство рассмотренных пород сосредоточено в одном вулкане, представляющем собой фактически скважину, то в направлении возрастания температуры, очевидно, будет увеличиваться и давление. Так что в значительной степени расположение пород по температуре отражает их расположение в разрезе и по глубине.

К сожалению, мы можем лишь приблизительно определить давление, и то только для поля гранатовых перидотитов и плагиоклазовых перидотитов. Это связано с тем, что, как показали последние экспериментальные и теоретические исследования системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (Akella, 1976; Obata, 1976; Presnall, 1976; Wood, 1976; и др.), изоплеты Al_2O_3 в энстатите в поле шпинелевых лерцолитов имеют пологие и, возможно, отрицательные dT/dP наклоны, что находится в резком противоречии с крутыми положительными наклонами, определенными Мак Грегором (Mac Gregor, 1974) для системы $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. Последнее, скорее всего, связано с ошибками в экспериментальных данных исследователя (Wood, 1976). Это лишает нас возможности оценить давление в поле шпинелевых лерцолитов. Для поля гранатовых перидотитов общий положительный наклон изоплет Al_2O_3 в энстатите сохраняется с учетом всех последних данных. Появляется возможность определения давления и в поле плагиоклазовых перидотитов, где изоплеты Al_2O_3 имеют крутой отрицательный наклон (Obata, 1976), но, к сожалению, в единичном образце с Хангая в энстатите Al_2O_3 не определен.

Для трех образцов гранатовых перидотитов Хангая, расположенных в более высокотемпературной (и глубинной) части ультраосновного разреза (см. табл. 38), давление определяется в диапазоне 20–23 кбар по расчетным данным (Obata, 1976) и в интервале 26–30 кбар по экспериментальным данным (Akella, 1976).

Таким образом, для Хангая по ксенолитам устанавливается существенно ультраосновной разрез верхней мантии, представленный шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами с железисто-магнезиальными эклогитами. Он надстраивается базит-гранулитовым комплексом, который по P - T условиям отвечает основанию коры и представлен в основном двупироксеновыми гнейсами с подчиненным количеством эклогитоподобных пород и железисто-магнезиальных вебстеритов.

Почти все ультраосновные ксенолиты из базальтов Дариганги укладываются по температуре в интервал 790–1100°C. По существу, на всем протяжении указанного диапазона температур идет чередование шпинелевых лерцолитов и "зеленых" магнезиальных вебстеритов с небольшим преобладанием первых. Гарцбургиты, "черные" железисто-магнезиальные клинопироксениты, верлиты и вебстериты тяготеют к верхней части разреза. Остается неопределенным положение в разрезе довольно широко распространенных "черных" железисто-магнезиальных клинопироксенитов и верлитов ($\text{Ol}_{20-24} + \text{MPl}_{20-25} + \text{Шп}$), а также мономинеральных клинопироксенитов (MPl_{23-28}).

Как и для Хангая, предполагается, что направление увеличения температур коррелируется с возрастанием давления. Поскольку имеющиеся парагенезисы характеризуют поле шпинелевых лерцолитов, то оценки давления по содержанию Al_2O_3 в энстатите здесь неприменимы.

Как видно из табл. 37 и рис. 82, подавляющее большинство ультраосновных включений имеет температуру 790–950°C, что отвечает условиям гранулитовой фации, которые реализуются, по-видимому, в основании континентальной коры. Остальная часть шпинелевых перидотитов, вероятно, характеризует самые высокие уровни верхней мантии или зону перехода к коре.

Таким образом, в целом ассоциация хангайских ксенолитов характеризует более полный разрез фундамента, глубинные зоны которого на Дариганге не были вскрыты "скважинами" вулканических аппаратов.

Переходя к сопоставлению глубинных разрезов этих двух складчатых областей, следует отметить, что различные температуры для ультраосновных ксено-

литов одной и той же минеральной ассоциации (РП + МП + Ол + Шп) в них, с нашей точки зрения, могут быть объяснены по крайней мере двумя альтернативными гипотезами: 1) различными уровнями глубинности (различными Р) и 2) разным тепловым потоком. Мы отдаем предпочтение первой из них, исходя из наличия на Хангае и более глубоких пород — пироповых перидотитов и магнезиальных эклогитов графит-пироповой фации по сравнению с двупироксеновой и шпинель-пироксеновой фациями на Дариганге, а также наличия мощной (до 45–50 км) континентальной коры (Степанов, Волжонин, 1969; Фотиади, Ладынин, 1974).

Кажется маловероятным, чтобы геоизотермы глубинных частей этих складчатых сооружений были существенно различными в момент формирования пород ксенолитов.

Весь реконструированный разрез фундамента Дариганги отвечает диапазону температур, характерных лишь для верхней части фундамента Хангая. При этом изофациальные части этих глубинных разрезов обнаруживают коренные различия по составу. Если в гранулитовой фации Хангая, отвечающей низам континентальной коры и зоне ее перехода к мантии, установлены типичные двупироксеновые гнейсы и эклогитоподобные породы в плагиоклазсодержащих парагенезисах, то на Дариганге в составе гранулитовой фации развиты почти исключительно низкотемпературные шпинелевые лерцолиты и шпинелевые вебстериты магнезиального и железисто-магнезиального типов.

Ультрамафиты Хангая представлены ксенолитами шпинель-пироксеновой и графит-пироповой фаций верхней мантии. Лишь незначительная часть шпинелевых лерцолитов обнаруживает сходство по температурам с наиболее высокотемпературными лерцолитами Дариганги (см. рис. 82). Большинство же лерцолитов Хангая отвечает более высоким Р-Т условиям, представляя собой, по-видимому, более глубокие уровни верхней мантии. В целом обнаруживается существенное отличие верхней мантии под складчатым сооружением Хангая от таковой на Дариганге. Оно заключается, с одной стороны, в преимущественном развитии лерцолитов и крайне незначительной роли пироксенитов верхней мантии Хангая, а с другой — в весьма существенной роли эклогитов в ней.

Таким образом, герцинская складчатая область Южной Монголии (район Дариганги), сформировавшаяся на коре океанического типа, характеризуется слабо дифференцированной по составу лерцолит-пироксенитовой нижней частью коры (с преобладанием шпинелевых пироксенитов) и верхней мантией (с преобладанием шпинелевых лерцолитов).

Для каледонид Северной Монголии, возникших на коре континентального типа, выявляется дифференцированная существенно ультраосновная, с эклогитами верхняя мантия и нижняя часть коры, представленная в низах базитовыми образованиями (пироксенитами и эклогитоподобными породами), а выше — двупироксеновыми и пироксен-амфиболовыми гранулитами.

Нахождение типичных пород гранулитовой фации в основании складчатых сооружений, удаленных от платформ и не являющихся их обрамлением, сделано впервые.

Такой тип строения верхней мантии и нижнего гранулит-базитового слоя континентальной коры по ряду черт близок к перидотит-эклогитовому типу верхней мантии и гранулитовому комплексу с базитовым основанием коры в пределах древних платформ (Лутц, 1975; Соболев и др., 1975). Характерно, что не только набор пород мантийных фаций, но и образования нижнего слоя консолидированной коры в пределах складчатой области Центральной Монголии аналогичны породам гранулитовой фации, наиболее типичным для структурных элементов древних платформ, в частности Сибирской (Вергунов и др., 1972; Лутц, 1974).

В настоящее время достаточно убедительно показана вертикальная и горизонтальная неоднородность верхней мантии. Однако латеральная неоднородность вещества глубинных слоев Земли, по-видимому, далеко не всегда отражена в тектонической дифференцированности ее верхних структурных этажей. Не исключена возможность, что такие крупные структурные элементы материков, как

Сибирская платформа и складчатая область Центральной Монголии, могут иметь близкий состав верхней мантии и нижней коры.

Наличие типичных пород гранулитовой фации в фундаменте каледонид Центральной и Северо-Западной Монголии позволяет размышлять и в другом направлении. Хорошо известно, что возраст пород и степень их метаморфизма отнюдь не всегда связаны прямой корреляцией. Тем не менее, статистически устанавливается, что подавляющее большинство регионально метаморфизованных гранулитовых комплексов земного шара формировалось в глубоком архее (Хлестов, 1970; Вергунов и др., 1972; Лутц, 1975). Это не исключает возможности появления пород гранулитовой фации среди более молодых метаморфических образований. Отсутствие их в такой ситуации В.В. Хлестов связывает не столько с недостаточностью эрозионного среза, сколько с широким развитием исключительно интенсивных явлений "автодиафтореза", сопровождающих кристаллизацию анатектических расплавов в температурном интервале амфиболитовой фации. Во всяком случае, можно поставить вопрос о наличии в Монголии более древнего, чем протерозой, докембрия.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ КАЛИЕВОЙ И НАТРИЕВОЙ АССОЦИАЦИЙ

Проблема происхождения щелочных пород на протяжении многих десятилетий привлекает самое пристальное внимание петрологов и, по-видимому, является одной из сложнейших петрогенетических проблем. Рассмотрение основных гипотез по этому вопросу, в частности по генезису щелочно-базальтоидных пород, показывает, что прежние концепции, привлекающие в качестве основного механизма формирования щелочных пород ассимиляцию сиалической коры, устарели и сохраняют свое значение лишь для частных случаев образования специфических петрохимических серий (Серенсен, 1976; Когарко, 1977). Геологические данные об излиянии щелочно-базальтоидных расплавов в океанических областях, экспериментальные исследования и теоретический анализ проблемы с обсуждением способов образования щелочно-базальтоидных магм различных типов утверждают ведущую роль мантийного анатексиса и других внутримантийных процессов при формировании щелочно-базальтоидных серий пород (Yoder, Tilley, 1962; Kushiro, Kuno, 1963; Bultitude, Green, 1968; Kushiro, 1968; O'Hara, 1968; Кутолин, 1972; Соболев, 1973; Поляков, 1974; Серенсен, 1976; Бейли, 1976; Когарко, 1977; и др.).

При этом намечается три точки зрения на трактовку механизма, контролирующего появление щелочно-базальтоидных магм в процессе анатексиса вещества земной мантии. Одна из них, предложенная О'Харой (O'Hara, 1968), объясняет происхождение нефелиновых магм в безводных условиях и при высоком давлении (30 кбар) в результате глубинного "эклогитового фракционирования" исходного пикритового расплава, образовавшегося при частичном плавлении мантийных перidotитов. Другая точка зрения отстаивает условие глубинное выплавление щелочно-базальтоидных магм в безводных условиях при высоком давлении, когда невысокая степень расплавления (2%) вещества перidotитовой мантии дает жидкость базанитового состава (Kushiro, Kuno, 1963; Kushiro, 1968).

Хотя в общем случае экспериментальные данные подтверждают возможность возникновения жидкости с нормативным нефелином при незначительной степени сухого плавления перidotитов мантии под давлением около 20–30 кбар, все же этих данных недостаточно и они нередко противоречивы. Поэтому большая группа исследователей придерживается третьей точки зрения и допускает первичное происхождение щелочно-базальтоидных магм в результате селективного плавления водных перidotитов или различной степени плавления ультраосновного мантийного субстрата при наличии других летучих компонентов, в первую очередь CO_2 (Bultitude, Green, 1968; Kushiro et al., 1968; Green, 1969; Modreski, Boettcher, 1973; Mysen, Boettcher, 1975; Когарко и др., 1977; и др.).

Особенно интенсивное в последнее время изучение плавления перidotитов при различном насыщении расплавов H_2O и в присутствии других летучих компонентов привело к возникновению различных моделей, обосновывающих образование магм от андезитового до нефелинитового состава путем различной степени плавления перidotитов. Обсуждение такого рода экспериментов и физико-химический анализ модельных силикатных систем приводят к выводу о возможной генерации широкого спектра расплавов — от щелочных базальтов до нефелинитов из исходного перidotитового субстрата при фиксированном значительном давлении в зависимости от химических потенциалов летучих компонентов (Когарко, 1977).

Известным противоречием этой точки зрения являются материалы по изучению расплавных включений в минералах соответствующих вулканических пород, которые дают очень высокие температуры кристаллизации, в частности для лейцитовых базальтов, и свидетельствуют, таким образом, об относительной сухости щелочных базальтовых магм (Соболев, 1973).

Несмотря на различие петрогенетических моделей и частные противоречия, по-видимому, в общем случае можно считать, что и теоретические построения, и современные экспериментальные данные по продуктам плавления безводных и водных перидотитов (или их эквивалентов в относительно простых синтетических системах) при высоком давлении допускают принципиальную возможность генерации щелочно-базальтоидных расплавов путем селективного плавления ультраосновного вещества мантии (Bultitude, Green, 1968; Генштафт, 1977; Когарко, 1977; и др.).

Геологические, петрохимические особенности щелочных базальтоидов Монголии и распределение в них редкие элементы в соответствии с изложенным выше указывают на глубинную генерацию их процессами частичного плавления земной мантии. Широкая распространенность в кайнозойских лавах глубинных ксенолитов, представленных ультраосновными породами, и мегакристов высокого давления в виде различных глубинных минеральных включений также являются признаками мантийной деривации вмещающих лав.

Однако далеко не все серии базальтоидов в пределах калиевой и натриевой ассоциаций Монголии являются продуктами непосредственного плавления исходного мантийного вещества. Напротив, определенные петрохимические и минералогические признаки для части вулканитов (высокая железистость некоторых щелочно-базальтоидных лав, наличие мегакристов — продуктов глубинного фракционирования базальтовых расплавов и др.) говорят о том, что ряд пород возник в результате дифференциации первичных магм, что и обусловило исключительную пестроту состава, в частности пород калиевой ассоциации, или же, например, сочетание щелочных базальтоидов с толеитовыми базальтами в натриевой ассоциации.

В связи с этим представляется необходимым перед рассмотрением происхождения конкретных ассоциаций щелочно-базальтоидных пород Монголии обсудить с привлечением большого материала по различным вулканическим провинциям мира возможные механизмы дифференциации серий вулканических пород (Соболев, Кепежинкасас, 1971). При этом основное внимание уделено связи пород, недосыщенных SiO_2 , с породами толеитового ряда, поскольку анализ геологических и петрохимических материалов применительно к щелочным базальтоидам Монголии обнаруживает существование тесных генетических взаимоотношений между такими образованиями в природных ассоциациях вулканических пород.

ТИПЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ СЕРИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Одним из основных вопросов магматической петрологии является взаимосвязь пород, насыщенных, пересыщенных и недосыщенных SiO_2 . Первые экспериментальные исследования, проведенные при низких давлениях, обнаружили здесь два типа барьера: настоящий барьер, связанный с образованием конгруэнтно плавящегося соединения — альбита, и проходимый барьер при соединении инконгруэнтного типа — MgSiO_3 . Открытие инконгруэнтного плавления MgSiO_3 послужило основой эволюционной теории Боуэна (Bowen, 1928), где развивается идея происхождения пород, пересыщенных SiO_2 , из пород, содержащих оливин. В то же время кристаллизационная дифференциация и плавление не давали возможности перейти от пород нефелинсодержащих к породам кварцсодержащим, и генетическая связь таких пород требовала специальных объяснений.

Исследования, проведенные при высоком давлении, показали, что характер барьера является относительным, и их роли меняются. Уже при давлении менее 3 кбар барьер MgSiO_3 становится непроходимым, а при давлении порядка 30 кбар альбитовый барьер снимается (Yoder, Tilley, 1962; Boyd et al., 1964; Bell, Roseboom, 1965).

Таким образом, при выплавлении и дифференциации магмы на значительных глубинах в очагах мантии вполне возможно эволюционное развитие серии, содержащей нефелиновые и кварцевые породы, но нарушается связь между породами, содержащими оливин и перенасыщенными SiO_2 . Правда, последующие исследования, проведенные в системе $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, показали, что при высоком давлении H_2O соединение MgSiO_3 остается инконгруэнтным, во всяком случае до очень больших давлений (Соболев и др., 1970). Однако прямые измерения температуры кристаллизации вкрапленников эффузивов свидетельствуют о малом содержании H_2O в соответствующих расплавах. Поэтому трактовку эволюции этих серий с позиций "мокрой" магмы приходится ставить под сомнение.

В процессе глубинной дифференциации при конгруэнтной кристаллизации пироксена барьером должна служить граница энстатит — жадеит. Однако кристаллизация здесь осложняется образованием шпинели и пироба, особенно в более сложных системах, недосыщенных щелочами, что приводит к проходимости данного барьера.

Таким образом, взяв простейшую систему $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{NaAlSiO}_4 - \text{SiO}_2$ и нанеся на нее проекции точек-составов для пород вулканических серий, мы можем говорить о двух типах дифференциации: 1) возможной лишь на больших глубинах, когда рои точек пересекают границу $\text{MgSiO}_3 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; 2) возможной на малых глубинах, когда рои пересекают границу $\text{MgSiO}_3 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. В том случае, когда рои точек-составов ложатся лишь на недосыщенную область или, наоборот, лишь в "кварцевую область", тип дифференциации остается неопределенным. Целесообразно рассмотреть положение некоторых главных серий вулканических пород с указанной точки зрения, не забывая, однако, что разделение типов не является строгим. В качестве примеров взяты кайнозойские ассоциации неизменных вулканических пород. На рис. 84—90 приведены проекции составов для указанных серий пород с отнесением их к тому или иному типу, а в табл. 39 и 40 представлены средние составы базальтов некоторых из рассмотренных ассоциаций, представляющих интерес для петрохимического сравнения с монгольскими базальтоидами.

Распределение фигуративных точек-составов на рис. 84, 85 показывает, что по типу глубинной дифференциации происходило формирование вулканических ассоциаций островов Южной Атлантики и вулкана Мауна Кеа на о. Гавайи, а также континентальных вулканических ассоциаций юго-востока Калифорнии и третичной щелочной провинции в Японии.

Южноатлантическая островная ассоциация представлена щелочными сериями островов Святой Елены и Гоф (Le Maitre, 1962; Baker, 1969). Вулканические породы о. Святой Елены образуют дифференцированный ряд щелочные базальты — трахиты — фонолиты, который включает анкармиты, щелочные оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и фонолиты. Для всех пород характерно присутствие оливина, более магнезиального в основных членах серии, а также пироксена и щелочного полевого шпата. Почти во всех разновидностях отмечается нормативный нефелин, однако модальный нефелин в количестве до 15% наблюдается только в салических членах ряда — фонолитах. Вулканическая серия о. Гоф представлена пикритовыми базальтами, щелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами и трахитами. В целом они образуют менее дифференцированную, по сравнению с породами о. Святой Елены, серию щелочные оливиновые базальты — трахибазальты — трахиты.

Минеральный состав лав характеризуется присутствием нормативного и модального оливина во всех породах, интерстиционного щелочного полевого шпата, а также биотита и амфибола в более кислых членах ряда. Нормативный нефелин отмечается не везде, модальный нефелин — только в трахитах.

Ассоциация пород вулкана Мауна Кеа целиком принадлежит к щелочному оливин-базальтовому типу (Macdonald, Katsura, 1964). Среди них отмечаются единичные разновидности пикритовых базальтов, близких по химизму к толеитовым лавам вулкана Килауэа (Muir, Tilley, 1963), и оливиновые базальты с

Таблица 39

Средний состав (в вес.%) щелочных и толеитовых базальтов из вулканических

Состав	Гавайские острова					
	о. Оаху		о. Вест Мауи		о. Гавайи, вулкан Мауна Кеа	
	Щелочные базальты					
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	45,91	4,43	45,43	1,62	46,75	2,08
TiO ₂	3,04	0,79	2,87	0,70	2,64	0,60
Al ₂ O ₃	13,77	1,95	13,96	2,14	13,95	3,09
Fe ₂ O ₃	5,38	1,88	4,20	1,60	3,99	1,14
FeO	7,91	1,79	9,03	1,52	8,25	1,56
MnO	0,16	0,05	0,19	0,01	0,18	0,02
MgO	8,46	3,79	9,20	4,46	9,44	5,24
CaO	10,23	2,46	10,08	1,07	9,68	1,89
Na ₂ O	3,86	0,71	2,57	0,64	2,67	1,36
K ₂ O	1,26	0,45	0,72	0,37	0,91	0,70
H ₂ O ⁺	-		0,73	0,50	0,41	0,23
Сумма	99,98		98,98		98,87	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	40,6		39,8		37,4	
(K + Na), мол. %	74		49		54	
K/Na	0,2		0,2		0,2	
Число анализов	34		10		24	

нормативным кварцем, отнесенные к толеитовому типу. Однако в целом ассоциация вулкана Мауна Кеа образует щелочной ряд от пикритовых базальтов и щелочных оливиновых базальтов нередко анкармитового типа, через переслаивание щелочных оливиновых базальтов с гавайитами и анкармитами к гавайитам.

Все породы этой щелочной серии содержат оливин во вкрапленниках и в основной массе, авгит, титан-авгит, калиевый олигоклаз в интерстициях и анортоклаз в гавайитах. В последних иногда отмечается обильный флогопитовый биотит.

Нормативный нефелин характерен для поздних гавайитовых лав этой серии модальный нефелин отсутствует. По нормативному составу в базальтовой ассоциации вулкана Мауна Кеа осуществляется переход от недосыщенных SiO₂ нефелиннормативных лав к базальтам с нормативным кварцем.

ассоциаций океанических островов

Южная Атлантика		Гавайские острова		Северная Атлантика	
Острова Гоф и Святой Елены		о. Гавайи, вулкан Килауэа		о. Исландия	
Щелочные базальты			Толентовые базальты		
\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
47,85	2,37	49,68	1,29	48,33	1,88
2,92	0,46	2,56	0,47	2,73	0,61
15,28	3,57	12,83	1,57	14,34	2,08
3,24	1,51	2,06	0,98	3,66	1,54
7,56	1,90	9,48	0,94	9,96	2,22
0,16	0,02	0,17	0,01	0,24	0,05
6,64	3,86	10,06	4,30	5,42	1,51
8,23	1,52	10,19	1,03	9,70	1,48
3,43	0,90	2,19	0,33	3,11	0,94
2,06	0,87	0,50	0,11	0,64	0,39
-		0,24	0,02	0,54	0,47
98,37		99,96		98,77	
43,4		36,7		54,7	
77		41		56	
0,4		0,1		0,1	
24		36		26	

Континентальная четвертичная ассоциация трахибазальтов и щелочных оливиновых базальтов юго-восточной части Калифорнии представлена породами пустыни Мохаве и окрестностей Борстоу и Сан-Себастьяно (Smith, Carmichael, 1969; Wuse, 1969). Щелочной ряд пород включает базаниты, щелочные оливиновые базальты, трахибазальты и низкоглиноземистые субщелочные базальты.

Во всех лавах отмечаются оливин - как в нормативном, так и в реальном составе, и нормативный нефелин, количество которого в трахибазальтах достигает 11%. Модальный нефелин не найден. Кроме того, наблюдаются титан-авгит, авгит, анортоклаз, санидин, средний и основной плагиоклаз и интерстиционное стекло. Встречено большое количество включений ультраосновных пород.

В пределах островных дуг ассоциацией, относящейся к типу глубинной дифференциации, являются щелочные серии Атуми и плато Кибиди щелочной провин-

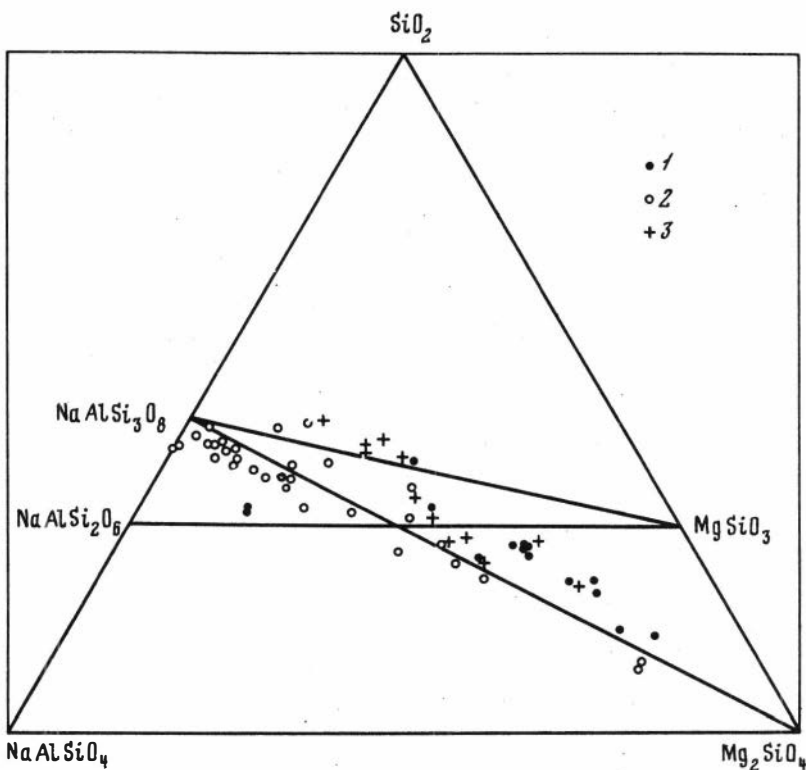


Рис. 84. Щелочные вулканические ассоциации океанических островов
 1 - тихоокеанская щелочных базальтоидов, вулкан Мауна Кеа (о. Гавайи);
 2 - южноатлантическая щелочных базальтов, трахитов, фонолитов (острова Гоф и Святой Елены); 3 - индийская щелочных базальтов (о. Рэжуньон)

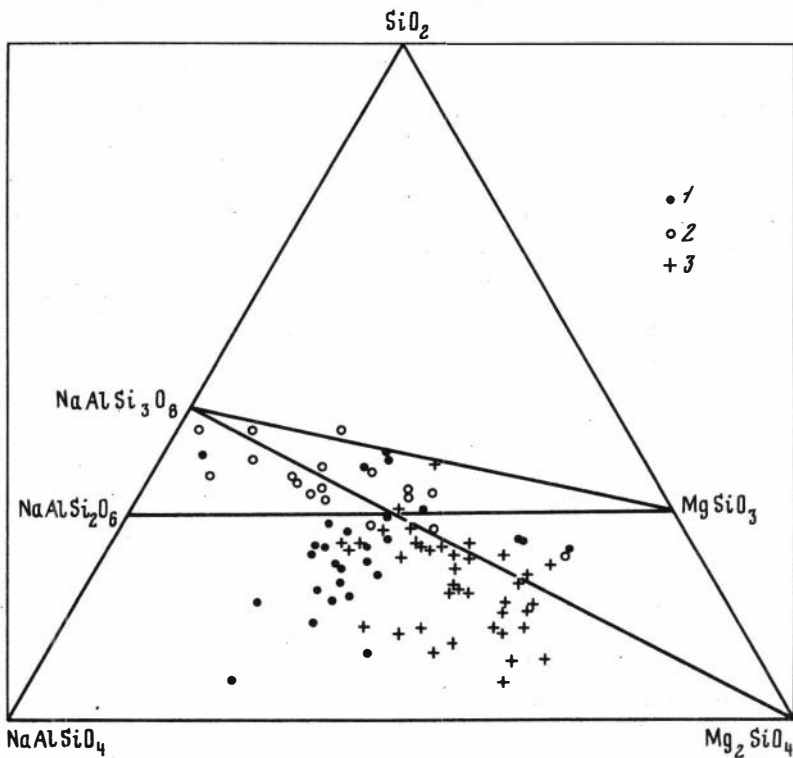


Рис. 85. Континентальные и островодужные щелочные вулканические ассоциации

1 - четвертичная щелочных базальтоидов юго-востока Калифорнии; 2 - постмиоценовая щелочная серия района Атуми (запад о. Хонсю); 3 - плиоценовая щелочная серия плато Кибби (юго-запад о. Хонсю)

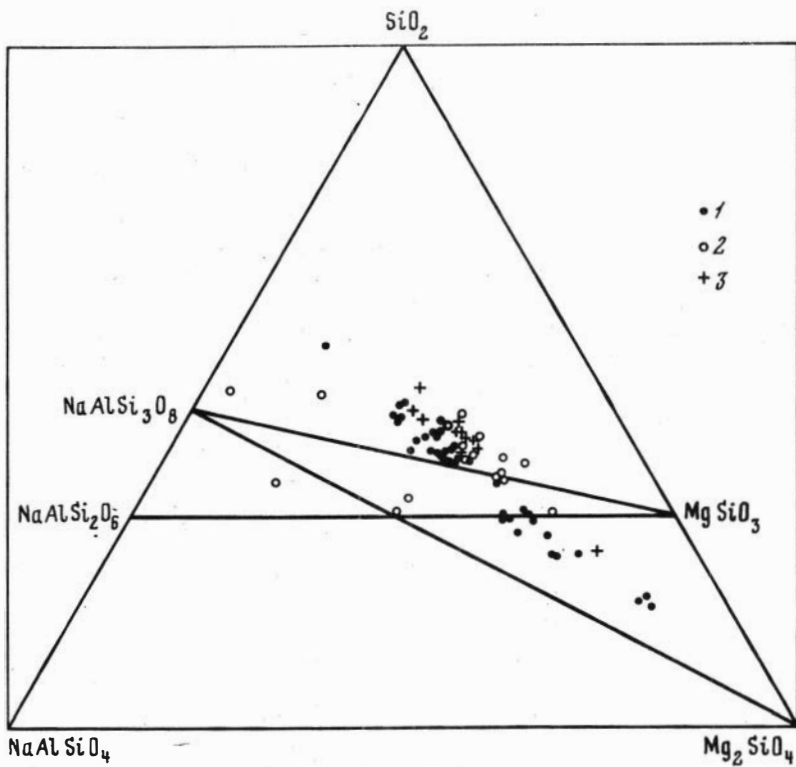


Рис. 86. Вулканические ассоциации Гавайских островов

1 - толеитовая серия вулкана Килауэа; 2 - толеит-щелочная серия вулкана Кохала; 3 - толеитовая серия вулкана Мауна Лоа

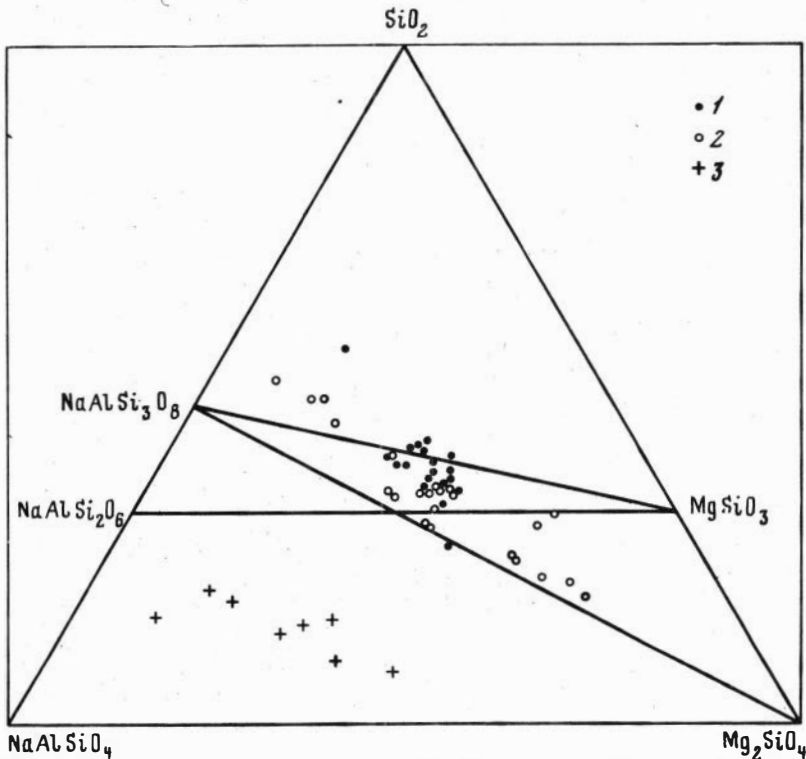


Рис. 87. Вулканические ассоциации срединно-океанических хребтов и континентальных рифтов

1 - толеитовая ассоциация Восточно-Тихоокеанского поднятия; 2 - толеитовая ассоциация Срединно-Атлантического хребта; 3 - щелочная ассоциация Восточно-Африканского рифта

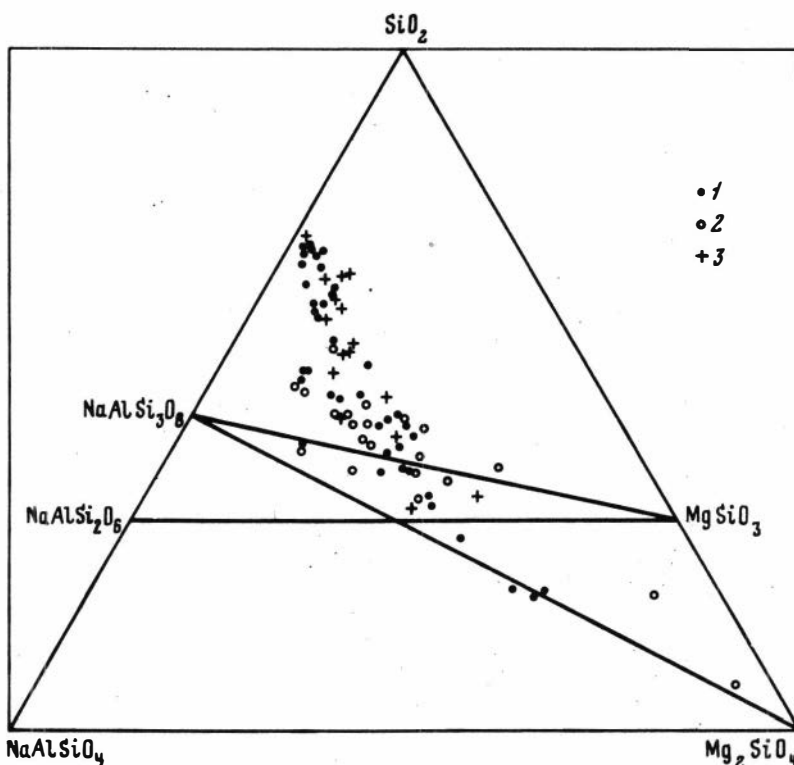


Рис. 88. Континентальные вулканические ассоциации (запад Северной Америки).

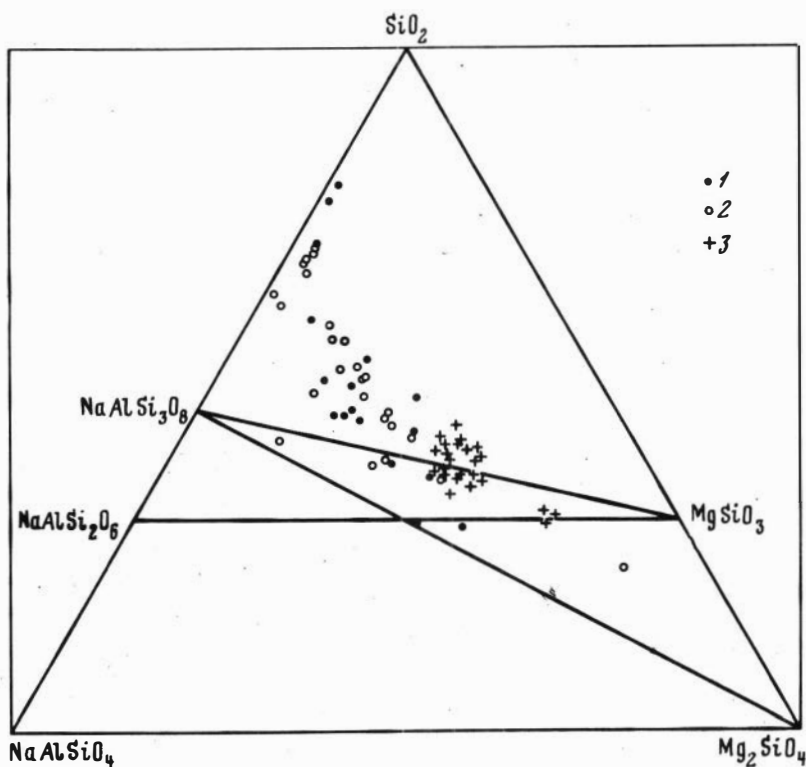
1 — неоген-четвертичная ассоциация высокоглиноземистых базальтов — андезитов — риолитов Высокого Каскада; 2 — третичная толеит-щелочная ассоциация базальтоидов западной части Каскадной провинции; 3 — четвертичная ассоциация высокоглиноземистых базальтов — андезитов — дацитов Британской Колумбии

ции Западной Японии (побережье Японского моря на о. Хонсю). В районе Агуми это постмиоценовые долеритовые силлы, сложенные различными дериватами щелочной оливин-базальтовой магмы: оливиновыми долеритами, оливин-анальцимовыми долеритами и кварцевыми долеритами (Kushiro, 1964). Минералогия пород определяется присутствием оливина, пироксена (диопсидовый авгит, титан-авгит, эгирин-авгит), гиперстена, плагиоклаза, анортоклаза, анальцима, натролита. Нефелин отмечается только в нормативном составе некоторых лав.

Плиоценовая серия плато Кибии на юго-западе о. Хонсю также сложена производными щелочной оливин-базальтовой магмы, включающими базаниты, оливиновые базальты и авгит-оливиновые базальты (Takamura, 1970). В качестве основных породообразующих минералов отмечаются оливин, титан-авгит, анортоклаз. Нефелин присутствует только в нормативном составе.

Основные особенности вулканических ассоциаций, классифицируемых как серии глубинного типа дифференциации, таким образом, сводятся к следующему: породы этих ассоциаций являются производными щелочной оливин-базальтовой магмы, они образуют ряды от нефелин-нормативных лав до гиперстен-нормативных, повсеместно присутствуют нормативный и модальный оливин (даже в разновидностях с нормативным кварцем). Нефелин, как правило, отмечается только нормативный, в редких случаях он обнаруживается в модальном составе лав.

Говоря о последнем обстоятельстве, следует иметь в виду, что все лавы щелочных серий характеризуются присутствием остаточного интерстиционного стекла, которое может содержать нефелиновую составляющую.



ис. 89. Вулканические серии континентов и о. Исландия

- 1 — трегичная серия базальтов — андезитов — риолитов Восточной Австралии;
- трегичная серия толеитовых базальтов — андезитов — риолитов Исландии;
- толеиты Южной Африки (серия Карру)

К вулканическим ассоциациям, представляющим собой дифференционные серии малых глубин, относится, как это видно на рис. 86–89, большинство вулканических ассоциаций о. Гавайи, лавы срединно-океанических хребтов в Атлантическом и Тихом океанах, континентальные кайнозойские вулканические серии Каскадной провинции на Западе США, а также вулканические серии внутренней Австралии и Исландии.

Продукты излияний вулканов Мауна Лоа и Килауэа на о. Гавайи относятся толеитовой серии и представлены пикритовыми, оливинowymi и гиперстеновыми базальтами (Muir, Tilley, 1957; Muir e.a., 1957; Muir, Tilley, 1963, 1964; Hoeg, Evans, 1967). Они не содержат нормативного нефелина; оливин отмечается только во вкрапленниках; обычны гиперстен, пижонит, авгит, лабрадор, интерстиционное стекло. Состав базальтов варьирует от оливин-нормативных до кварц-нормативных пород. Базальтовая серия вулкана Кохала на том же острове в подавляющей массе состоит также из толеитовых лав. Среди поздних излившихся продуктов этого вулкана, однако, отмечаются щелочные базальты типа гавайитов и трахитов. Тем не менее, только в одной разновидности трахибазальтов фиксируется нормативный нефелин. Остальные породы содержат нормативный гиперстен и альбит-оливиновый барьер не пересекают, ем и обусловлена принадлежность толеито-щелочной серии вулкана Кохала малоглубинному типу дифференциации.

Вулканическая ассоциация Срединно-Атлантического хребта имеет ярко выраженный толеитовый характер (Poldervaart, Green, 1950; Engel, Engel, 1964; Muir, Tilley, 1964, 1966; Nicholls, 1965; Kay e.a., 1964) (табл. 40). Это в основном толеитовые оливиновые базальты, среди которых подчиненное положение занимают пикритовые разновидности и высокоглиноземистые базальты. Для всех пород характерно отсутствие модалного и нормативного нефелина,

Таблица 40

Средний состав (в вес. %) щелочных и толеитовых базальтов срединно-океани

Состав	Восточно-Тихоокеанское поднятие		Срединно-Атлантический хребет		Австралия	
	толеитовые базальты					
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	48,60	3,69	49,24	1,52	50,72	1,08
TiO ₂	2,09	0,80	1,54	1,50	2,26	0,67
Al ₂ O ₃	16,09	1,91	15,70	1,58	15,00	0,63
Fe ₂ O ₃	4,11	2,74	2,36	1,57	1,85	0,20
FeO	6,29	1,95	7,49	1,75	9,06	0,61
MnO	0,18	0,03	0,17	0,04	0,15	0,02
MgO	6,10	1,78	7,99	1,82	7,01	1,43
CaO	10,43	1,72	10,99	1,46	8,47	0,44
Na ₂ O	3,05	0,81	2,72	0,49	3,58	0,20
K ₂ O	0,77	0,72	0,25	0,27	1,25	0,38
П.л.п.	1,09	0,92	0,53	0,61	0,45	0,18
Сумма	98,80		98,98		99,80	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	43,0		37,5		44,0	
(K + Na), мол. %	58		47		71	
K/Na	0,2		0,1		0,2	
Число анализов	55		104		12	

наличие магнезиального оливина, в большинстве случаев клинопироксена, основного плагиоклаза и остаточного стекла иногда с кристаллами тридимита. Некоторые разновидности базальтов толеитовой серии с модальным и нормативным оливином обнаруживают родственные связи по минералогическим особенностям (оливин в основной массе лав) со щелочным базальтовым типом (Muir, Tilley, 1964), однако эта щелочная тенденция проявлена слабо. Среди толеитовых лав присутствуют оливиновые базальты с нормативным кварцем.

Подводные базальты восточной части Тихого океана (Восточно-Тихоокеанское поднятие) также принадлежат к толеитовому типу (Poldervaart, Green, 1950; Engel e.a., 1965; Kay e.a., 1964). Лавы содержат нормативный и модальный оливин, клинопироксен, иногда гиперстен, остаточное кислое стекло. Ассоциация включает как оливин-нормативные лавы, так и кварц-нормативные базальты, в модальном составе которых часто отмечается оливин в основной массе.

Среди континентальных вулканических ассоциаций примером серий малоглубинного типа дифференциации являются породы кайнозойской вулканической провинции Каскада (Powers, 1932; Smith, Carmichael, 1968). Неоген-четвертичные вулканические породы Высокого Каскада образуют ряд от высокоглиноземистых базальтов до андезитовых дацитов и риолитов. Это базальт-андезит-риолитовая серия, все породы которой характеризуются присутствием авгита и

ческих хребтов и континентальных вулканических провинций

Австралия		Африка, Вирунга		Центральный Французский массив	
щелочные базальты					
\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
47,10	1,87	44,12	3,65	50,14	2,24
2,63	0,46	2,90	0,50	2,49	0,86
13,56	1,46	13,70	2,43	16,78	3,20
2,18	0,49	4,90	2,42	5,17	2,57
9,45	0,92	7,93	1,95	4,98	2,10
0,17	0,01	0,23	0,13	0,12	0,10
9,59	2,15	6,44	3,03	3,78	1,10
8,47	0,97	11,08	2,50	7,85	1,10
3,98	0,55	3,30	0,89	4,06	0,81
1,98	0,60	3,31	1,13	2,32	0,41
0,79	0,27	0,87	-	-	
99,90		98,78		97,69	
38,0		47,0		50,5	
86		88		90	
0,3		0,7		0,4	
67		76		26	

плаггиоклаза; оливин отмечается только в основных лавах и уступает место ортопироксену в более кислых представителях. Базальты являются типичными лавами высокоглиноземистого типа. Модальный оливин в них нередко сочетается с нормативным кварцем, а в единичных случаях отмечается нормативный нефелин, однако точки-составы этих нефелин-нормативных лав лежат почти на границе альбит - оливин. Андезиты относятся к числу кварц-нормативных лав, в модальном составе которых наблюдается орто- и клинопироксен, реже амфибол.

Третичная вулканическая ассоциация западной части Каскадной провинции в основном представлена толеитовыми базальтами, которые в верхней части разреза переслаиваются со щелочными базальтами (Snaveley et al., 1968). Толеитовые лавы содержат оливин, малокальциевый и железистый авгит, основной плаггиоклаз. В щелочных базальтах присутствуют оливин, титан-авгит, эгирин-авгит, средний плаггиоклаз и щелочной полевои шпат. Нормативный и модальный нефелин отсутствуют. Модальный оливин наблюдается повсеместно, однако в нормативном составе некоторых толеитов он уступает место гиперстену и кварцу.

Третичная вулканическая ассоциация Восточной Австралии относится к толеитовому типу (Wilkinson, 1968). Она представлена рядом пород от толеитовых базальтов до риолитов. Базальты, доминирующие над другими типами по-

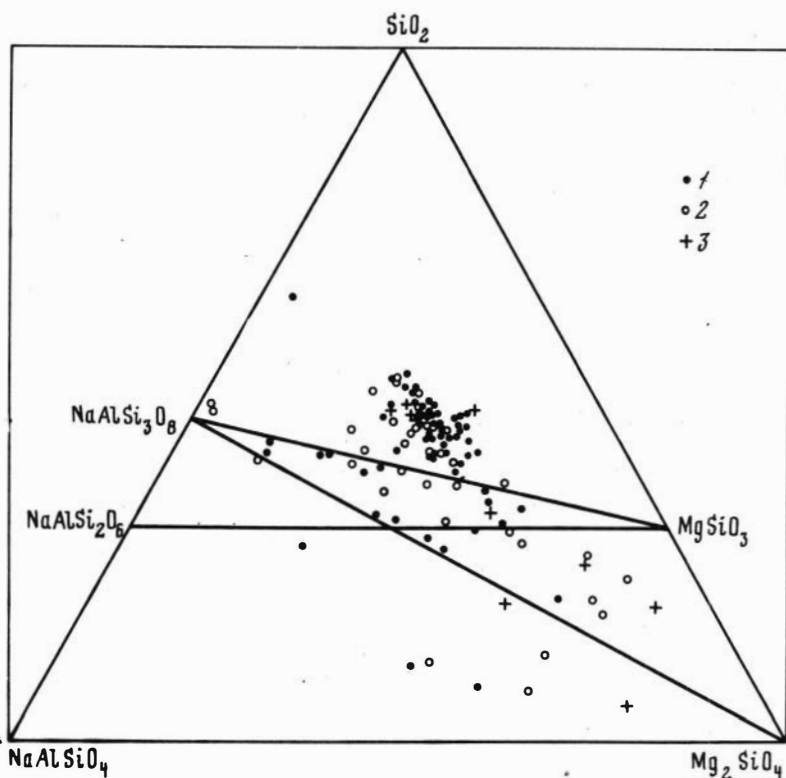


Рис. 90. Двучленные вулканические ассоциации толеитовых и щелочных пород Гавайских островов

Острова: 1 — Оаху; 2 — Мауи, 3 — Кауи

род, характеризуются модальным и нормативным оливином, а их субщелочные представители дают единичные разновидности с нормативным нефелином.

Толеитовая ассоциация третичной вулканической провинции Исландии также включает толеитовые базальты, толеиты, андезиты (исландиты) и риолит (Carmichael, 1964). Оливиновые толеитовые базальты не всегда содержат оливин в норме, среди них отмечаются и кварц-нормативные разновидности. Фаялитовый оливин встречается и в андезитах, где цветной минерал обычно представлен клинопироксеном, а также в риолитах в виде редких и мелких феннокристаллов. Нормативный состав базальтов и андезитов характеризуется высоким содержанием гиперстена. Базальты являются преобладающим типом пород этой толеитовой ассоциации.

Таким образом, вулканические ассоциации второго малоглубинного типа дифференциации являются главным образом представителями толеитовых и высокоглиноземистых базальтовых серий. Сюда же относятся толеитовые серии с подчиненным количеством щелочных базальтов. Это или малодифференцированные базальтовые серии или дифференцированные ряды базальт-андезит-риолитового типа. Модальный нефелин отсутствует, нормативный отмечается как исключение. Основные члены серий содержат оливин в реальном составе и в норме.

Наряду с рассмотренными вулканическими ассоциациями существуют серии пород, не пересекающие ни один из указанных ранее барьеров. Проекция их составов располагается в треугольнике кварц — альбит — гиперстен, что характерно для андезит-риолитовых ассоциаций орогенных областей, или в треугольнике нефелин — альбит — оливин, что свойственно сериям щелочных нефелиновых пород (см. рис. 87). Примером последней служат четвертичная базанит-тефритовая серия Восточно-Африканской Рифтовой долины, а также ба-

зальтоиды Вирунги (Denaeyer e.a., 1965; Brown, Carmichael, 1969; Denaeyer, 1972). Относительно типа дифференциации таких ассоциаций нельзя дать однозначного ответа в плане обсуждаемой проблемы.

Следует отметить, что для выявленных серий "глубинной дифференциации" отнюдь не исключено также участие и "дифференциации малых глубин" в промежуточных магматических очагах, образующихся в земной коре. В большинстве случаев можно считать доказанным, что порфировые вкрапленники образуются главным образом при малых давлениях, о чем свидетельствует хотя бы совместная кристаллизация оливина с основным плагиоклазом. Наложение этих двух типов дифференциации особенно хорошо проявляется в сериях, которые, пересекая альбитовый барьер, далеко заходят в "кварцевую область". К их числу (рис. 90) принадлежат двучленные ассоциации толеитовых и щелочных оливиновых базальтов островов Оаху, Кауи и Мауи в Гавайском архипелаге (Wentworth, Winchell, 1947; Winchell, 1947; Muir, Tilley, 1963; Macdonald, Katsura, 1964). Доминирующие толеитовые лавы представлены оливиновыми базальтами, океанитами, авгитовыми базальтами, а щелочные лавы более поздних излияний сложены пикритовыми базальтами анкараритового типа, гавайитами, муджиеритами, трахитами, щелочными оливиновыми базальтами и реже мелилит-нефелиновыми разновидностями (о. Кауи). Фигуративные точки составов этих пород образуют единый ряд от кварц-нормативных оливиновых базальтов через недосыщенные SiO_2 оливиновые базальты до лав с нормативным и модалным нефелином. Такой же тип представляют собой третичные серии острова Оки в щелочной провинции Японии (Uchimizu, 1966) и базальтовые серии островов Тихого океана (Yagi, 1960; Engel, Engel, 1961).

Таким образом, глубинная дифференциация, происходящая при больших давлениях в мантийных очагах, обусловлена в основном селективным плавлением и объясняет генетическую связь недосыщенных SiO_2 и толеитовых базальтов. Относительно менее глубинная кристаллизационная дифференциация происходит, очевидно, в неглубоких коровых очагах, причем большое значение имеет здесь схема Боуэна - ранняя кристаллизация оливина, связывающая базальты с нормативным оливином в породы, пересыщенные кварцем. Понятно, что последнее может осложняться переплавлением кислого материала коры, что должно привести к увеличению относительного количества средних и кислых лав, и, вероятно, имеет существенное значение при формировании андезитовых или андезито-базальтовых серий.

КАЛИЕВАЯ АССОЦИАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Генезис калиевых вулканических пород щелочно-базальтоидного ряда представляет собой одну из самых сложных и менее всего изученных проблем генетической петрологии. Существующие гипотезы касаются главным образом происхождения высококалиевых и ультракалиевых пород орендитового и камафугитового рядов, наиболее широко представленных в калиевой щелочной серии Западного рифта Африки (катунгиты, мафуриты, угандиты) и среди пород "лейцитовых холмов" Вайоминга, а также в калиевой магматической серии североитальянских провинций (Marinelli, Mittempergher, 1966; Carmichael, 1968; Герасимовский, Поляков, 1974; Сахама, 1976).

Экспериментальные данные показывают возможность образования таких высококалиевых магм при расплавлении некоторых типов мантийных пород (Edgar e.a., 1976), а наблюдающееся разнообразие пород связывается в основном с различными типами химической дифференциации (селективная диффузия, газовый перенос и др.) и ассимиляцией вмещающих пород.

Щелочные базальтоиды калиевой ассоциации Монголии, включая лейцитовую базанит-тефритовую серию, характеризуются меньшими содержаниями К, чем указанные ультракалиевые породы, и могут сопоставляться только с лейцитовыми базальтами подобных ассоциаций, которые нередко рассматриваются в качестве вторичных дериватов более меланократовых высококалиевых магм.

В частности, они приближаются как по петрохимическим признакам, так и по геологическим особенностям к пестрой серии вулканитов, преимущественно лейцитовых базанитов, вулканического поля Вирунга в пределах западной рифтовой зоны Африки (см. табл. 40).

Несмотря на то, что статистически значимые различия в средних содержаниях K_2O этой серии пород и калиевых базальтоидов Хангая (см. табл. 3) отсутствуют ($t_{\text{выч}} = 2,0$; $t_{01} = 2,62$), монгольские калиевые базальтоиды представляют собой более кремненасыщенные и менее кальциевые лавы. В целом геологические, петрохимические данные, а также изученные распределения редких элементов показывают, с одной стороны, автономность калиевой базальтоидной ассоциации Монголии, а с другой — тесные генетические связи между различными типами пород, образующих эту ассоциацию. В связи с этим возникает необходимость особого рассмотрения генезиса калиевых базальтоидов Монголии.

Обсуждая вопросы происхождения кайнозойских вулканических пород Монголии, желательно прежде всего выделить два типа пород: продуктов кристаллизации расплавов, образующихся непосредственным плавлением исходного вещества мантии, и дериватов таких первичных магм, сформированных в процессе внутримантийных или же внутрикоровых процессов дифференциации. Разрабатывая критерии первично-мантийного генезиса магм, Ирвинг (Irving, 1971), Л.Н.Когарко (1977) и другие петрологи считают наиболее важным равновесием процесса частичного плавления верхней мантии равновесие между оливином, как самой обильной фазой мантийного субстрата, и базальтовым расплавом, образующимся при его частичном плавлении. На основании экспериментального изучения распределения Fe и Mg между оливином и сосуществующим базальтовым расплавом, а также соответствующего исследования природных образцов установлено, что равновесию с оливином состава Fo = 86–91 перidotитовых парагенезисов, характерных для мантии, удовлетворяет определенная железистость базальтовых расплавов в интервале значений отношения $100Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 65\text{--}75\%$.

В качестве геохимического критерия первично-мантийного генезиса магм можно использовать также отношение Ni/Co, предложенное Л.Н.Когарко (1973, 1977) для разделения первичных магм и более поздних расплавов, являющихся продуктами их дифференциации. Для непосредственно мантийных выплавов это отношение варьирует от 2,5 до 5.

Следует заметить, что первый из указанных критериев, как это считает и Ирвинг, является далеко не идеальным параметром по многим причинам, в первую очередь, из-за отсутствия возможности оценить "доэруптивное" содержание Fe_2O_3 в расплаве. Однако для лав, имеющих сравнительно низкие концентрации Fe^{3+} , по-видимому, допустимо использовать его для соответствующих приблизительных оценок, особенно в совокупности с другими признаками первично-мантийного генезиса магм. В качестве таких признаков подкорового источника первичных пород на основании анализа обширного материала по вулканическим сериям рифтовых зон Восточной Африки А.И.Поляков указывает резкую недосыщенность SiO_2 , высокую меланократовость первичных мантийных выплавов, значительное содержание магнезиального оливина, высокие концентрации типичных сидерофильных элементов и др. (Герасимовский, Поляков, 1974).

Среди щелочных базальтоидов калиевой ассоциации Хангайского вулканического ареала этим условиям удовлетворяют высокомагнезиальные гавайиты из некков в плиоценовых разрезах базальтов р. Чулуту в Тарятской впадине (табл. 41, обр. 105–70), калиевые базаниты плейстоценовых потоков р. Хануй-Гол (обр. 75–70, 73–70), лейцитовые базаниты из некоторых потоков плиоценового и плейстоценового разреза Тарятской впадины (обр. 87–70, 140–70). В Долиноозерской зоне наименее железистыми с относительно высоким Ni/Co отношением являются нефелиновые муджиериты трещинного аппарата Цобу-Ула (обр. 65–71) и неогеновые покровы гавайитов в районе горы Богдо-Ула.

Таблица 41

Предполагаемый состав (в вес.%) родоначальных магм калиевой ассоциации базальтоидов Центральной Монголии

Состав	Калиевые базаниты		Лейцитовые базаниты		Нефелиновые гавайиты	Нефелиновые муджириты
	75-70	73-70	87-70	140-70	105-70	65-71
SiO ₂	45,50	45,50	45,30	47,70	48,50	48,80
TiO ₂	2,59	2,14	2,45	2,52	2,32	2,10
Al ₂ O ₃	14,40	14,20	13,50	13,35	13,40	10,60
Fe ₂ O ₃	1,74	1,56	2,63	2,20	2,85	2,15
FeO	8,61	8,91	8,76	8,33	6,98	7,52
MnO	0,20	0,20	0,23	0,19	0,20	0,15
MgO	10,00	11,00	10,70	8,40	8,50	10,55
CaO	8,50	7,80	7,70	8,10	8,10	9,00
Na ₂ O	4,02	3,60	4,36	3,98	3,96	4,10
K ₂ O	2,56	2,74	2,98	3,25	2,24	2,08
П.п.п.	1,18	1,12	0,62	1,12	1,98	2,01
Сумма	99,30	99,75	99,28	99,14	99,03	99,06
Fe ₂ O ₃ FeO	0,20	0,17	0,3	0,26	0,4	0,28
Mg/(Mg+Fe ²⁺), мол. %	68	69	69	65	69	72
ΣFe(ΣFe+Mg), мол. %	35	33	34	38	35	30
K/Na	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,3
Ni/Co	4,0	2,9	2,4	2,7	3,2	-

Анализы этих пород, наиболее близко отражающих состав первичных магм мантийского генезиса, показывают, что петрохимическими особенностями родоначальных магм калиевой ассоциации базальтоидов являются низкие содержания кремнезема и алюминия, высокая магнезиальность и сравнительно высокое содержание щелочей при значениях отношения K/Na = 0,4–0,6. Общая железистость этих магм ($100 \Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$) колеблется в интервале 31–38%. Таким образом, в качестве продуктов непосредственного плавления мантийного субстрата, по-видимому, можно рассматривать не только калиевые базанитовые магмы, но и те разновидности нефелин-гавайитовых и нефелин-муджиритовых магм, которые обладают одновременно высокой магнезиальностью и щелочностью. Они должны быть противопоставлены сравнительно более железистым и высокожелезистым сериям гавайитов и муджиритов, являющихся продуктами глубинного фракционирования базанитовых магм.

Исследование глубинных ксенолитов из калиевых базальтоидов позволяет, как показано выше, реконструировать существенно перидотитовый, с эклогитами, разрез верхней мантии для Хангайского вулканического ареала. Можно полагать, что образование родоначальных магм калиевой ассоциации Монголии происходило в результате невысокой степени плавления гранатовых перидотитов при наличии небольших количеств летучих компонентов, прежде всего CO₂.

Минералогические и петрохимические исследования глубинных включений и вмещающих базальтоидов подкрепляют это предположение. С одной стороны, устанавливается наличие в подкоровом субстрате Хангая флогопитсодержащих гранатовых лерцолитов, при плавлении которых распад флогопита, как концентратора калия в верхней мантии, мог обусловить обогащение этим элементом генерируемых базанитовых магм. С другой стороны, выявляется присутствие флогопита наряду с пиропом и клинопироксеном среди ликвидусных фаз базанитовых и муджиеритовых расплавов, а также наличие CO_2 в расплавных включениях из мегакрист авгита.

Вместе с тем температуры гомогенизации расплавных включений в мегакристах и вкрапленниках из калиевых базальтоидов свидетельствуют о достаточно высоких температурах кристаллизации базальтоидных магм, превышающих 1300°C (Базарова, Кепежинская, 1975). Эти данные в совокупности с аналогичными материалами по вулканическим сериям иных регионов свидетельствуют также и об относительной сухости соответствующих мантийных расплавов и незначительном парциальном давлении H_2O , что обеспечило возможность вертикального перемещения этих расплавов и излияния их на земную поверхность (Соболев, 1973). Наличие в базанитах и муджиеритах такой мегакристовой ассоциации, в которой присутствует в качестве близиквидусной фазы пироп, позволяет предположить, что условия образования соответствующих мантийных расплавов характеризовались не только высокими температурами, но и достаточно большими давлениями (не менее 20 кбар).

Вопрос об источнике щелочей в исходных магмах калиевой ассоциации базальтоидов Монголии представляется весьма сложным. Повышенное содержание Na, по-видимому, может быть обеспечено генерирующей средой, поскольку в верхней мантии Хангайского ареала по глубинным ксенолитам устанавливается присутствие эклогитов с повышенной концентрацией жадеитовой составляющей в авгитах; кроме того, клинопироксены ультраосновных парагенезисов подкорового субстрата характеризуются достаточно высокими концентрациями этого элемента. В отношении же K, вероятно, допустимы разные трактовки. С одной стороны, не исключено первичное обогащение K, которое может контролироваться распадом флогопита при плавлении флогопитсодержащих мантийных пород. Мечель первоначальной калиевой специализации расплавов поддерживается В.П. Костюком (1973, 1974), обсуждавшим генезис лейцитовых пород. С другой стороны, возможно, что образование лейцит-базанитовых магм Хангая обусловлено ассимиляцией внутримантийного биотита, как это предполагает В.С. Соболев (1973).

Анализ конкретного материала по монгольским лейцитовым базальтоидам показывает, что в данном случае имеются материалы, подтверждающие как ту, так и другую точки зрения и, возможно, допускающие суммарную последовательную реализацию этих двух механизмов в процессе глубинной магматической эволюции. Установление родственной, а не ксеногенной природы флогопитовых мегакрист в калиевых базальтоидах Монголии и вулканических сериях других регионов, которые образуют систематические вариации в ряду от наиболее магнезиальных слюд до более железистых биотитов - включений в мегакристах санидина, говорит о первичном обогащении калием мантийных расплавов калиевых и лейцитовых базанитов. Основную роль здесь играет распад магнезиальной слюды при частичном (невысокой степени) плавлении флогопитсодержащих перидотитов в условиях высоких давлений (см. гл. IV). В то же время появление лейцитовых базанитов с более высокой железистостью и калиевостью ($f = 4.7\%$; $\text{K}_2\text{O} = 4-6\%$) по сравнению с исходными расплавами (см. прил. I) свидетельствует о возможной ассимиляции мантийного флогопита в дальнейшем процессе глубинной дифференциации калиевых щелочно-базальтоидных магм.

Правда, в этом случае остается непонятным, почему такая ассимиляция не нарушает удивительно постоянного соотношения $\text{K}/\text{Na} = 0,5-0,6$, которое в основном сохраняется в ходе эволюции родоначальных расплавов, несмотря на вариации (в некоторых случаях весьма существенные) железистости и сум-

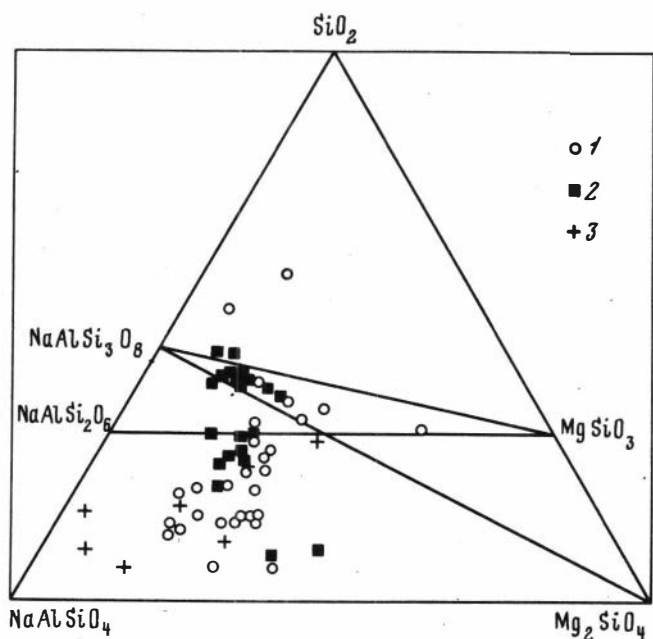


Рис. 91. Базальтоиды калиевой вулканической ассоциации Хангайского (1, 2) и Барун-Хурайского (3) ареалов
 1 - Тарятская впадина; 2 - район рек Орхон и Хануй-Гол; 3 - Барун-Хурай

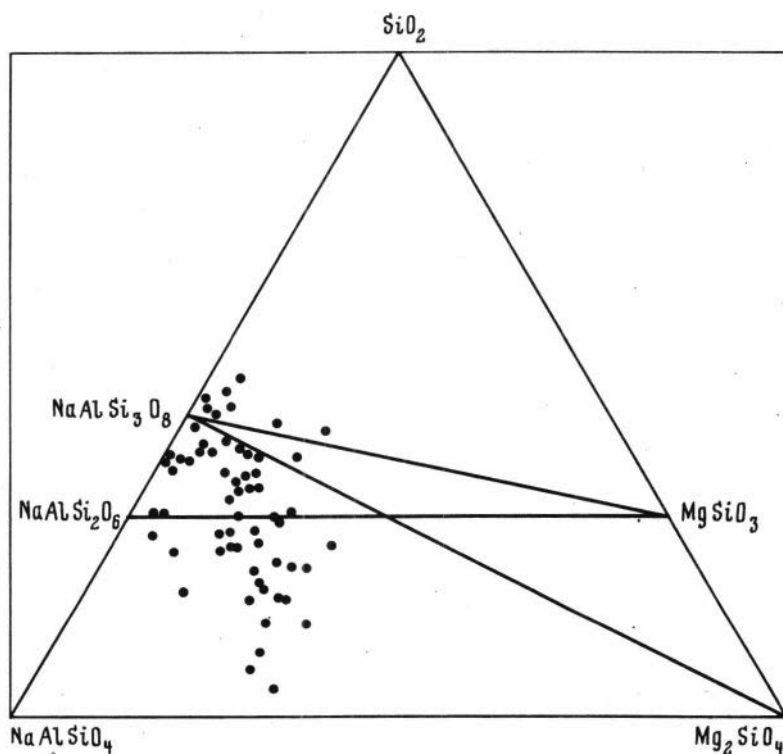


Рис. 92. Базальтоиды калиевой вулканической ассоциации Долинозерского ареала

мар.ой щелочности. Исключение составляют базальтоиды лейцитово́й серии Барун-Хурайской котловины, которые характеризуются очень непостоянным отношением K/Na , изменяющимся от 0,2 до 0,8.

В связи с этим представляется, что если процессы глубинной контаминации калием и имели место, то проявлены они локально и в небольших масштабах среди пород калиевой ассоциации.

Исследование геологических взаимоотношений и вариаций состава пород, образующих калиевую ассоциацию, обнаружило исключительное разнообразие петрографических и петрохимических типов вулканических пород. Было показано также, что базальтоиды калиевой ассоциации образуют ряды пород, связанных постепенными и закономерными изменениями химической и редкоземельной характеристик, а также самыми тесными пространственно-временными взаимоотношениями (калиевые базанит - гавайит - муджиерит - бенморит, базанит-гавайит-трахитовый андезит-базальт и т.д.; см. гл. II). Таким образом, геологические и петрохимические взаимоотношения пород калиевой ассоциации таковы, что наиболее убедительной представляется идея о происхождении этого разнообразия в результате дифференциации сравнительно небольшого числа родоначальных магм, отвечающих по составу калиевым лейцитовым базанитам и муджиеритам.

Причем устанавливаются три основные тенденции процессов дифференциации исходных щелочно-базальтоидных калиевых расплавов. Одна тенденция характеризуется сравнительно небольшим увеличением в процессе магматической эволюции SiO_2 и железистости при весьма незначительном росте щелочности, когда конечными членами таких дифференционных рядов являются бенмориты. Другая тенденция связана с увеличением кремненасыщенности эволюционирующих базанитовых расплавов при практически постоянном или даже сокращающемся балансе щелочей, на фоне очень слабых вариаций железистости, приводящем в конечном счете к образованию трахитовых андезит-базальтовых серий. И третий путь эволюции определяется резким возрастанием железистости исходных магм при очень незначительных вариациях SiO_2 и щелочей, что способствует образованию необычных практически безмагниевого высокожелезистых серий гавайитов и муджиеритов в Долиноозерской зоне.

По нашему мнению, тот или иной путь эволюции калиевых родоначальных магм в пределах пространственно разобщенных участков Хангайского и Долиноозерского вулканических ареалов определяется кристаллическим фракционированием щелочно-базальтоидных магм в глубинных условиях. Мегакристовые ассоциации, представленные минералами высокого давления, и широко распространенные в породах калиевой ассоциации, являются убедительными признаками такого глубинного кристаллического фракционирования. Характер дифференционного тренда зависит, по-видимому, от состава твердых фаз глубинного кристаллического фракционирования расплавов, что в итоге является функцией $P-T$ условий, в которых происходит магматическая эволюция.

В частности, внутримантийное фракционирование авгита, пироба, флогопита и, возможно, санидина из калиевых базанитовых магм Тарятской впадины приводит к появлению менее щелочных и более железистых дериватов вплоть до известково-щелочных базальтов в верхах щелочного плиоценового разреза.

Предположение о ведущей роли процессов глубинного кристаллического фракционирования в эволюции калиевых базанитовых и муджиеритовых магм подтверждается и выводами из анализа диаграмм (рис. 91, 92). Проекция составов пород калиевой ассоциации щелочных базальтоидов Хангайского и Долиноозерского вулканических ареалов, концентрируясь в основном в недосыщенной SiO_2 области, образуют рои точек, которые пересекают границу $Mg_2SiO_4 - NaAlSi_3O_8$. Это свидетельствует о происхождении пород данных вулканических серий в результате глубинного типа дифференциации. Кроме того, незначительная часть точек-составов пересекает и более низкотемпературную границу $MgSiO_3 - NaAlSi_3O_8$ и переходит в кварцевую область соответствующих диаграмм, что указывает и на менее глубинный тип кристаллизационной дифференциации, происходящей, однако, в резко сокращенных масштабах, в тех более редких случаях, когда магматическая эволюция щелочно-базальтоидных расплавов завершалась в неглубоких коровых очагах.

НАТРИЕВАЯ АССОЦИАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Происхождение вулканических пород натриевой ассоциации Дариганги, так же как и калиевых базальтоидов, связано со щелочно-базальтоидными магмами первично-мантийного генезиса. Их предполагаемый состав, согласно рассмотренным выше критериям, представлен в табл. 42. Это главным образом нефелин-базанитовые и в более редких случаях нефелин-гавайитовые и нефелин-муджиеритовые расплавы. Они характеризуются более низкими значениями щелочности и отношения K/Na , чем родоначальные магмы калиевых базальтоидов. Для них типичны также более высокая магнезиальность и пониженные содержания SiO_2 и Al_2O_3 .

Появление этих магм, по-видимому, связано с процессами частичного плавления перидотит-пироксенового мантийного субстрата, реконструируемого по глубинным ксенолитам Дариганги, однако на более высоких уровнях, чем в калиевых вулканических провинциях. В пользу этого предположения говорит и более низкая общая щелочность натриевых магм первично-мантийного генезиса, и то обстоятельство, что ксенолиты из калиевых базальтоидов в большинстве своем являются представителями более глубоких фаций верхней мантии, включая шпинель-пироповую фацию. По-видимому, горизонты пород аналогичной глубинности не были вскрыты расположенными в пределах более высоких горизонтов верхней мантии областями выплавления натриевых базальтоидных расплавов. Наличие мегакристовой ассоциации в виде близиквидусных фаз клинопироксена и оливина также свидетельствует, согласно рассмотренным выше экспериментам по плавлению щелочных базальтоидов, о более низких $P-T$ параметрах при генерации этих магм.

В то же время первоначально натриевая специализация щелочно-базальтоидных магм зависит также и от состава плавящегося субстрата, где, по дан-

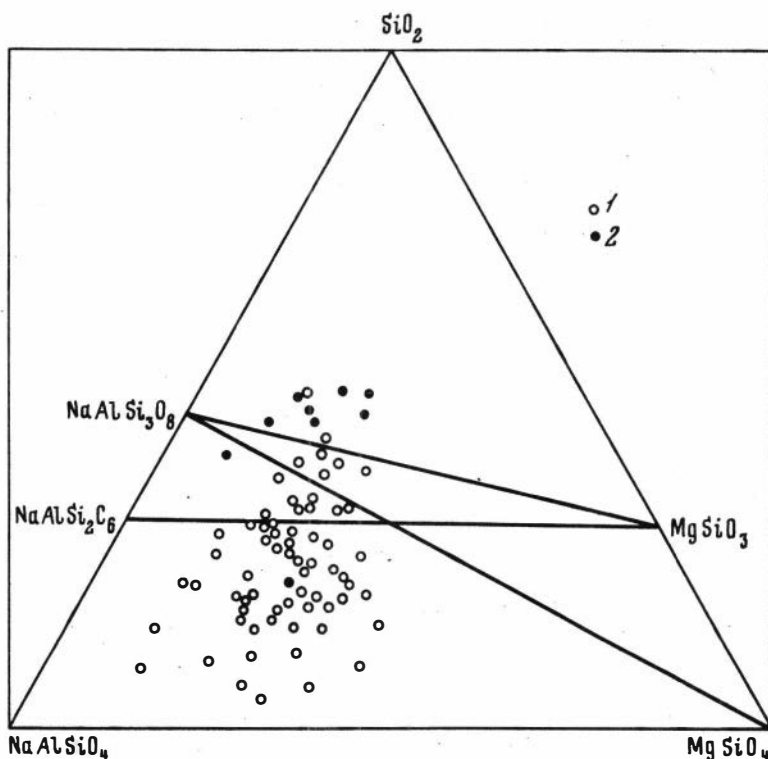


Рис. 93. Вулканические ассоциации Даригангского и Халхингольского ареалов
 1 - базальтоиды Дариганги; 2 - щелочные базальтоиды и толеитовые андезит-базальты и андезиты района р. Нумургин-Гол

Таблица 42

Предполагаемый состав (в вес. %) родоначальных магм натриевой ассоциации

Состав	Северная часть плато			Центральная часть плато	
	Покровы	Вулканические конусы		Покровы	Вулканические конусы
	Нефелиновый базанит	Меланефелинит	Нефелиновый муджиерит	Нефелиновый базанит	
	162-70	183-70	170-70	212-70	184-70
SiO ₂	44,50	41,60	47,50	46,00	46,70
TiO ₂	2,60	3,90	2,30	2,88	2,80
Al ₂ O ₃	15,70	11,50	12,00	14,10	12,00
Fe ₂ O ₃	1,74	3,88	3,38	3,72	2,47
FeO	9,24	9,57	8,40	8,93	9,31
MnO	0,23	0,22	0,22	0,20	0,22
MgO	9,70	10,10	10,50	9,60	10,00
CaO	10,36	12,30	8,42	9,40	9,90
Na ₂ O	3,18	3,68	4,60	3,26	3,10
K ₂ O	1,79	1,68	1,33	1,72	1,80
П.п.п.	0,20	1,12	0,64	0,80	1,10
Сумма	99,18	99,55	99,29	100,61	99,40
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	36,6	38,6	34,6	38,1	36,7
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,19	0,40	0,4	0,4	0,26
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg), мол. %	34,7	34,7	31,0	34,3	34,2
Ni/Co	2,8	3,3	5,5	3,1	3,3
K/Na	0,3	0,3	0,2	0,3	0,38

ным изучения большого числа глубинных ксенолитов, отсутствуют флогопитсодержащие перидотиты как возможные концентраторы К в верхней мантии.

Процессы кристаллизационной дифференциации развиты здесь в гораздо меньших масштабах, чем в калиевой провинции. В то же время именно эти щелочно-базальтоидные расплавы обнаруживают своеобразную толеитовую тенденцию в процессе магматической эволюции, которая обуславливает генетическую связь базальтов различной щелочности и кремненасыщенности. В данном случае мы имеем пример определенного типа глубинной дифференциации, происходящей при больших давлениях в мантийных очагах. На диаграмме (рис. 93) видно, что рой точек-составов для базальтоидов натриевой ассоциации Дариганги, несмотря на преимущественную концентрацию в недосыщенной SiO₂ области, пересекают обе границы, давая базальтовые дериваты в кварц-нормативной области. Таким образом, наблюдающиеся тесные геологические взаимоотношения между господствующими щелочными базальтоидами плато Дариганга и единичными представителями нещелочных базальтов толеитового типа по-

Южная часть плато				
Покровы	Вулканические конусы			
Нефелиновый базанит			Нефелиновый гавайит	
6-72	82-72	30-72	31-72	1-72
46,00	44,50	45,00	46,50	47,00
2,60	2,60	2,42	2,80	2,80
12,50	11,50	11,50	11,60	12,63
1,41	3,94	3,37	4,05	3,33
10,13	9,06	8,90	8,90	8,44
0,25	0,30	0,30	0,22	0,24
11,80	11,20	11,25	9,60	9,40
9,50	11,00	9,35	9,25	9,30
3,52	2,80	5,08	4,30	3,94
1,52	1,65	2,19	2,18	2,02
0,18	Не обн.	Не обн.	0,5	0,34
99,41	99,50	99,36	99,90	99,44
33,8	35,0	34,2	38,6	37,2
0,1	0,4	0,37	0,4	0,4
32,4	31,2	30,7	34,2	33,4
4,0	4,7	-	-	-
0,3	0,29	0,28	0,3	0,3

лучают свое объяснение моделью глубинной дифференциации (а впоследствии и дифференциации малоглубинного типа). В качестве механизма такого процесса можно предположить глубинное фракционирование высокомагнезиального оливина, авгита и анортоклаза, отмеченных среди мегахристов высокого давления на Дариганге. Однако в отличие от калиевых вулканических ареалов, в данном случае речь идет об узко локальных процессах глубинной дифференциации с толеитовой тенденцией, которые обращают на себя внимание как факт, связывающий единством происхождения серии пород, недосыщенных и насыщенных SiO_2 .

Ярче всего этот толеитовый дифференционный тренд выражен в натриевых ассоциациях, особенно в халхингольской. Здесь он связывает не просто серии пород разной щелочности или кислотности, а щелочные и толеитовые образования.

Таким образом, генетическая связь базальтов, недосыщенных SiO_2 , и толеитовых базальтов в этом процессе четко фиксируется в натриевых базаль-

тоидных ассоциациях. Среди континентальных щелочных вулканических ассоциаций кайнозоя это относительно редкое явление. Оно известно, в частности, в Австралии (Irving, 1971). В отличие от океанических ассоциаций, где щелочные породы фиксируются вверху толетитового вулканического разреза, здесь наблюдается обратная картина, и щелочной характер родоначальных расплавов не вызывает сомнений.

Своеобразие натриевых щелочных серий, прежде всего базальтоидов Дариганги, заключается также и в том, что по многим параметрам состава эти континентальные породы близки к щелочным базальтам океанических островов (см. табл. 39). Появление в центре Азиатского материка базальтоидов такого типа может служить прямым указанием на то, что области генерации соответствующих мантийных базальтовых расплавов или процессы, приводящие к этому, под континентами и в океанических областях, в сущности, не всегда различаются столь резко, как это принято считать. Более того, судя по материалам по Дариганге и Австралии, в некоторых случаях мы вряд ли сможем найти жесткие критерии петрохимического различия между континентальными и щелочными океаническими сериями базальтов.

ВЫВОДЫ

Настоящая работа представляет систематическое комплексное исследование петрологии внутриконтинентальных щелочных базальтоидов и связанных с ними глубинных включений, основные выводы которого сводятся к следующему.

1. На основании геолого-петрологического изучения кайнозойских вулканических пород впервые для Монголии установлено подавляющее развитие щелочных базальтоидов и выделены ассоциации: 1) калиевых щелочных базальтоидов; 2) натриевых щелочных базальтоидов; 3) щелочных и толеитовых пород и 4) известково-щелочных базальтоидов. Они, как правило, разобщены в пространстве, различаются особенностями состава и направлением его эволюции.

Сравнительное изучение химизма и распределения редких элементов выявляет своеобразие выделенных ассоциаций базальтоидов в пределах Центрально-Азиатской вулканической провинции. Установлено, что низкоглиноземистые и магнезиальные натриевые базальтоиды плато Дариганга близки по особенностям химизма и редкоэлементным параметрам к щелочным базальтоидам океанических островов Южной Атлантики.

2. Доказано родственное вмещающим базальтам происхождение крупных одиночных включений высокоглиноземистого авгита, пироба, титан-флогопита, оливина и санидина, характеризующихся своеобразным составом, свойственным барофильным минералам и отличающимся от состава как аналогичных минералов во вкрапленниках, так и в глубинных ксенолитах.

Комплекс выявленных минерало-геохимических признаков и сопоставление с экспериментальными данными позволяет рассматривать большую их часть в качестве близиквидусных фаз высокобарической кристаллизации щелочно-базальтоидных расплавов, происходящей при температурах более 1300°C и давлении не менее 20–30 кбар. Таким образом, присутствие мегакристов высокого давления является признаком глубинного внутримантийного кристаллического фракционирования щелочно-базальтоидных магм.

Эта модель привлечена для объяснения своеобразной тенденции эволюции щелочно-базальтоидных магм Монголии, выраженной в увеличении железистости и незначительном насыщении SiO_2 остаточных расплавов при практически постоянной щелочности.

3. Установлено значительное петрографическое разнообразие ксенолитов, среди которых выделены шпинель- и гранатсодержащие ультраосновные парагенезисы, эклогитовый, эклогитоподобный и гранулитовый парагенезисы, а также мономинеральные клинопироксеновые породы. Выявлены существенные вариации составов минералов в одних и тех же парагенезисах при отсутствии достоверных различий валового состава и содержания редких элементов в ксенолитах.

Показана принадлежность изученных минеральных парагенезисов к шпинель-пироксеновой и графит-пироповой фациям глубинности в верхней мантии. Часть ультраосновных парагенезисов и минеральных ассоциаций дупироксеновых гнейсов соответствует более низкотемпературным породам гранулитовой фации метаморфических комплексов, *P-T* условия формирования которых реализуются в основании континентальной коры. Шпинель-пироксеновая и графит-пи-

роповая фации по геотермобарометрическим расчетам на основе составов минералов из глубинных ксенолитов Монголии охватывают интервал 800–1260°. Давления для гранатовых перидотитов оцениваются в 20–23 кбар по расчетным данным и в 26–30 кбар – по экспериментальным. Полученные цифры несколько ниже P – T параметров кристаллизации наиболее глубинных близиквидусных фаз вмещающих базальтоидов.

Установлено, что глубинные ксенолиты, принадлежащие к одной и той же шпинель–пироксеновой фации, в разных вулканических ареалах часто представлены различными породами. Это свидетельствует о горизонтальной неоднородности вещества верхней мантии и основания коры в пределах Центрально–Азиатской складчатой системы.

4. Детальные петрологические исследования глубинных ксенолитов кайнозойских щелочно–базальтоидных вулканов Монголии позволили реконструировать разрезы верхней мантии и низов земной коры в пределах складчатых сооружений принципиально различных типов.

Герцинская складчатая область Южной Монголии (Дариганга), сформировавшаяся, как предполагается, на коре океанического типа, характеризуется слабо дифференцированным по составу ультраосновным глубинным разрезом. В нижней части, соответствующей верхней мантии, преобладают шпинелевые лерцолиты, а в верхней – шпинелевые пироксениты, отвечающие P – T условиям гранулитовой (двупироксеновой) фации.

Для каледонид Северной Монголии (Хангай), возникших на коре континентального типа, выявляется дифференцированная существенно ультраосновная с эклогитами верхняя мантия и нижняя часть коры, представленная в низах базитовыми образованиями (пироксенитами и эклогитоподобными породами), а выше – двупироксеновыми и пироксен–амфиболовыми гранулитами.

Нахождение типичных пород гранулитовой фации в основании складчатых сооружений, не являющихся срединными массивами или складчатым обрамлением древних платформ, сделано впервые.

Состав фундамента складчатых сооружений Северной Монголии по ряду черт обнаруживает значительную близость к фундаменту древних платформ, в частности Сибирской.

5. Данные по вмещающим базальтоидам, мегакристам высокого давления и глубинным ксенолитам свидетельствуют о том, что происхождение пород калиевой и натриевой ассоциаций связано с самостоятельными разноглубинными щелочно–базальтоидными магмами, состав которых находится в прямой зависимости от установленной латеральной неоднородности состава подкорового субстрата и P – T условий плавления. Предполагается, что более глубинные калиевые базальтоидные магмы образовались в результате частичного плавления флогопитсодержащих пироповых лерцолитов при $T > 1300^\circ\text{C}$ и $P > 26$ – 30 кбар. Менее глубинные (и менее щелочные) натриевые магмы зарождались в связи с процессами частичного плавления шпинелевого пироксенитлерцолитового субстрата при близких температурах, но относительно меньших давлениях.

Формирование различных по химизму комагматичных серий базальтоидов внутри выделенных ассоциаций связано с различными типами дифференциации первичных базитовых магм кайнозоя Монголии. На основании теоретического рассмотрения положения главнейших континентальных и океанических ассоциаций вулканических пород в системе Mg_2SiO_4 – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – SiO_2 выделено два типа дифференциации: малоглубинный и относительно более глубинный, происходящий при высоких давлениях в очагах верхней мантии. Анализ природных петролого–геохимических признаков щелочных базальтоидов Монголии показывает, что процессы глубинной дифференциации играют существенную роль при формировании пород калиевой и натриевой ассоциаций.

6. Результаты изучения петрологии кайнозойских щелочных базальтоидов и связанных с ними глубинных включений имеют прикладное значение в связи с прогнозной оценкой перспективности вулканических областей на поиски определенных видов полезных ископаемых.

Практические рекомендации могут быть сделаны в отношении калиевых флогопитсодержащих лейцитовых базальтоидов и ареалов их распространения, потенциально перспективных в отношении редкоземельной минерализации. Представленные материалы по петрологии глубинных включений и закономерностям их распространения, связи с определенными типами пород и типами вулканической деятельности позволят более эффективно направлять поиски ювелирного сырья и драгоценных камней, источниками которых являются некоторые разновидности метакристов высокого давления и ультраосновных нодулей.

Полученные принципиально новые данные о составе и строении глубинных зон складчатых областей необходимо в дальнейшем учитывать при региональном металлогеническом районировании в связи с возможностью нахождения некоторых видов полезных ископаемых в складчатых областях с фундаментом платформенного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П.* Глубинные включения в щелочных базальтоидах трубки Шаварын-Царам (МНР). — Докл. АН СССР, 1975, 224, № 5.
- Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П.* и др. Ксенолиты пироповых лерцолитов в кайнозойских базальтах Центрального Хангая. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. (Труды совмест. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед.; Вып. 22).
- Адамович А.Ф., Гроссвальд М.Г., Зоненшайн Л.П.* Новые данные о вулканах Кропоткин и Перетолчин. — В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. (Труды Всесоюз. аэрогеол. треста; Вып. 5).
- Амантов В.А.* Новые выходы щелочных базальтоидных пород Юго-Западной Монголии. — Докл. АН СССР, 1958, т. 128, № 4.
- Антипин В.С., Афонина Г.Г., Черная Л.И.* Эволюция полевых шпатов в различных геохимических типах мезозойских гранитоидов МНР. — В кн.: Ежегодник, 1971 (Ин-т геохимии СО АН СССР). Иркутск, 1972.
- Арсеитьев А.А.* Базиты Монголии. Владивосток, 1926.
- Базарова Т.Б., Кежежинская В.В.* Вторичные включения расплавов в мегакристах пироксена из щелочных базальтоидов Монголии. — В кн.: Термобарогеохимия и генетическая минералогия (сб. науч. трудов ИГиГ СО АН СССР). Новосибирск, 1975.
- Бейли Д.К.* Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм. В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976.
- Белов Б.И.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Белостоцкий И.И.* Вулканы горы Кара-Тайга (Сой-Тайга) в Северо-Восточной Туве. — В кн.: Проблемы палеовулканологии. Алма-Ата, 1963. (Труды лабор. палеовулканол. Казахского государ. ун-та; Вып. 1).
- Белоусов А.Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976.
- Бородин Л.С., Гладких В.С.* К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтоидных сериях. — Геохимия, 1967, № 10.
- Бураков М.И., Федоров Э.Е.* Базальты междуручья Ии и Уды (Восточный Саян). — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
- Вергунов Г.П., Добрецов Н.Д., Кежежинская К.Б.* и др. Закономерности регионального метаморфизма на территории Азии (по материалам Международной карты метаморфизма Азии). — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, 1972. (Труды Всесоюз. симпозиума; Т. 1).
- Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.* Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976.
- Влодавец В.И.* Даригангская вулканическая область. — Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 5.
- Влодавец В.И., Шаврова Н.Н.* Об анортклазе из лавы Даригангской вулканической области. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
- Влодавец В.И.* О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Влодавец В.И.* О включениях в лавах Дариганги и о их происхождении. — В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения: Материалы симпозиума, 1967. М.: Наука, 1969.
- Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. (Результаты исслед. по междунар. геофиз. проектам; Т. III).
- Габуния Л.К., Девяткин Е.В., Рубинштейн М.М.* Данные об абсолютном возрасте кайнозойских континентальных образований Азии и их биостратиграфическое значение. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4.
- Галеева Г.М.* О четвертичном вулканизме Куэнь-Луна и Северо-Западного Тибета. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

- Геншафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. М.: Наука, 1974.
- Гладких В.С., Пятенко И.К.* Толеитовые и щелочные оливиновые базальты рифтовых зон континентов. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1973.
- Гладких В.С., Пятенко И.К.* Геохимические особенности кайнозойской вулканической ассоциации Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. (Труды ИГиГ СС АН СССР; Вып. 271).
- Грожин В.И.* Будины и будинообразные тела в продуктах базальтового вулканизма. — Геол. и геофиз., 1977, № 1.
- Гросвальд М.Г.* Восточно-Тувинский район четвертичных вулканов. — Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 3.
- Гросвальд М.Г., Станкевич Е.Н., Уфлянд А.К.* Новые данные о базальтах Хамсара-Бийхемского междуречья в Северо-Восточной Туве. — В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. (Труды Всесоюз. аэрогеол. треста; Вып. 5).
- Девяткин Е.В.* Структуры и формационные комплексы этапа кайнозойской активизации. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. (Труды совмест. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед.; Вып. 9).
- Девяткин Е.В., Лискин И.Г., Певзнер М.А., Бадамгарав Д.* К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии (опыт геолого-геоморфологической и палеонтологической стратиграфии базальтов). — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973. (Труды Совмест. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед.; Вып. 7).
- Денисов Е.П.* Состав авгитовых включений в щелочных базальтоидах. — Геол. и геофиз., 1973, № 3.
- Дмитриев Л.В.* Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. докт. дис. М.: 1973.
- Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Д.* Петрохимические типы перидиотитов мантии. — Геохимия, 1976, № 8.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.П., Кривенко А.П., Кутюлин В.А.* Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Наука, 1972.
- Добрецов Н.Д., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974.
- Домбровский Б.С.* Главнейшие результаты 1-й Монгольской экспедиции Ученого комитета Монгольской Народной Республики и Научно-исследовательского краеведческого института при ГДУ, 1925 г. — В кн.: Поверхность и недра. Вып. 2. Хабаровск — Владивосток, 1927.
- Еремеев В.П.* Четвертичные базальты Восточной Тувы. — В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Еремеев В.П.* С молодым вулканизмом Монголо-Тувинской зоны. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2.
- Желубовский Ю.С.* О вулканах Монголии. — Шинтлах Ухаан (Наука), 1945, № 9.
- Желубовский Ю.С.* Четвертичные вулканы Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 5.
- Заварицкий А.Н.* Лавы вулканов в окрестностях Мэргэня. — Докл. АН СССР, 1936, т. 9, № 1.
- Заварицкий А.Н.* С вулканах окрестностей Мэргэня и их лавах. — В кн.: Академику В.А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. Т. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
- Зайцев Н.С., Сажина В.В.* Кайнозойские базальты в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома (Тува). — Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 1.
- Зайцев Н.С., Зоненшайн Л.П.* Тектоническое районирование Монголии. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. (Труды совмест. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед.; Вып. 9).
- Захаров М.Н.* Петрология и геохимия акатуевского эффузивно-интрузивного комплекса в Приаргунской структурной зоне Юго-Восточного Забайкалья: Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972.
- Каминский Ф.В., Лаврова Л.Д., Намрай Т., Сандомирская С.М.* Ксенолиты гранатовых вебстеритов в базальтах Шаварын-Царама. — В кн.: Исследования глубинных минералов. М., ИФЗ АН СССР, 1977.
- Кепежинская В.В.* Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). Новосибирск: Наука, 1969.

- Кепежинская В.В.* Химизм четвертичных базальтов Курило-Камчатской вулканической провинции. — Докл. АН СССР, 1970а, т. 190, № 6.
- Кепежинская В.В.* Разделение базальтов и андезитов кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции посредством дискриминантной функции. — Докл. АН СССР, 1970б, т. 193, № 5.
- Кепежинская В.В., Луцицкий И.В.* С петрохимии кайнозойских вулканических пород Центральной Азии. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 3.
- Кепежинская В.В.* Об эволюции позднепалеозойского и мезо-кайнозойского вулканизма МНР.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974. (Труды I Всесоюз. палеовулканол. симпозиума).
- Кепежинская В.В.* Ультраосновные включения в щелочных базальтоидах Монголии. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. (Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 271).
- Кепежинская В.В.* Вулканы как источник информации о составе глубинных зон Земли. — В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Глобальные палеовулканологические реконструкции. Тезисы докл. III Всесоюз. палеовулканол. симпозиума. Новосибирск, 1977.
- Кепежинская В.В., Антипин В.С.* Мегакристы санидина из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии. — Геол. и геофиз., 1975, № 2.
- Кепежинская В.В., Гладкий В.С.* Геохимия кайнозойских вулканических пород Монголии. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и мантии. Новосибирск: Наука, 1978. (Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 403).
- Кепежинская В.В., Девяткин Е.В., Дамдаваа З.* Кайнозойские базальтоиды Тарягтской впадины (МНР). — Геол. и геофиз., 1975, № 4.
- Кепежинская В.В., Девяткин Е.В., Луцицкий И.В., Чичагов В.П.* Кайнозойские щелочные оливиновые базальты Монголии. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973. (Труды совмест. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед.; Вып. 7).
- Кепежинская В.В., Зайцев Н.С., Луцицкий И.В.* и др. Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2.
- Кепежинская В.В., Кепежинская К.Б.* Состав континентальной коры и верхней мантии складчатых сооружений Северной Монголии. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Тезисы докл. III Всесоюз. симпозиума по метаморфизму. Т. 1. Свердловск, 1977.
- Кепежинская В.В., Кепежинская 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. (Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 403).
- Кепежинская В.В., Кутолин В.А.* Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Европа и Африка. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. (Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 271).
- Кепежинская В.В., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.* Мегакристы клинопироксена в кайнозойских щелочных базальтоидах Монголии. — Докл. АН СССР, 1976а, т. 226, № 6.
- Кепежинская В.В., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.* Эклогиты подкоровых зон складчатых областей. — Докл. АН СССР, 1976б, т. 231, № 1.
- Кепежинская В.В., Луцицкий И.В.* О петрохимии кайнозойских вулканических пород Центральной Азии. — Докл. АН СССР, 1974, т. 205, № 3.
- Кепежинская В.В., Луцицкий И.В.* Главные типы базальтовых ассоциаций в кайнозое Монголии. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
- Кепежинская В.В., Павленко А.С., Филиппов Л.В.* Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. (Труды совмест. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед.; Вып. 22).
- Кепежинская К.Б.* Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. — Труды ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 295.
- Киселев А.И., Медведев М.Е.* Кайнозойский вулканизм Окинского района (Восточный Саян). — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1969. (Зап. Забайкальск. фил. Всесоюз. географ. об-ва СССР; Вып. 6, ч. 4).
- Когарко Л.Н.* Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм. — Геохимия, 1973, № 10.
- Когарко Л.Н.* Общие закономерности дифференциации пересыщенных щелочами магм. — Геохимия, 1977, № 3.
- Когарко Л.Н., Бернеж В., Шеттл Д.* Режим воды в магмах повышенной щелочности. — Геохимия, 1977, № 5.

- Кожевников А.В.* Кайнозойские базальты Северной Монголии и прилегающих территорий. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
- Кожевников А.В., Савин В.Е., Уфлянд А.К.* История развития Хангайского нагорья в мезозое и кайнозое. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970. (Труды совмест. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед.; Вып. 2).
- Корина Н.А., Певзнер М.А., Чичагов В.П.* Палеомагнитные исследования вулканической области Дариганга в Юго-Восточной Монголии. — В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973.
- Костюк В.П.* О возможной глубинности кристаллизации лейцита. — Геол. и геофиз., 1973, № 3.
- Костюк В.П.* Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974.
- Кравченко С.М.* Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964.
- Кутолин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. (Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 189).
- Кутолин В.А., Агафонов Л.В., Чепуров А.И.* Относительная устойчивость оливина, пироксенов и гранатов в базальтовой магме и состав верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5.
- Кутолин В.А., Фролова В.М.* Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972.
- Кутыев Ф.Ш.* Петрология базит-гипербазитовых включений из основных лав Курило-Камчатской провинции: Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976.
- Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Липовский Ю.О.* О первой находке муассонита в Монголии. — Геол. и геофиз., 1976, № 6.
- Логачев Н.А.* Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины. — В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1954.
- Лодочкиков В.Н.* К геологии базальтов бассейна р. Иркутка. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, № 2.
- Лурье М.Л.* Кайнозойские базальты Восточного Саяна. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
- Лурье М.Л., Обручев С.В.* Геологические исследования в Северо-Восточной Туве в 1945—1946 гг. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4.
- Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974.
- Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.
- Луцицкий И.В.* Основы палеовулканологии. Т. 1. М.: Наука, 1971.
- Ляхович В.В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972.
- Маринев Н.А.* Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1967.
- Марков В.К., Петров В.П., Делицын И.С., Рябинин Ю.Н.* Превращение флогопита при высоких давлениях и температурах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 6.
- Мунхгогтох С., Липовский Ю.О., Намсрай Т., Томурсух З.* Монгольский пироп как ювелирный камень. — Минералогийн музейн Бүтээл, 1975, № 2 (на русск. яз.).
- Мурзаев Э.М.* Вулкан Дзотол-Хан в Дариганге. — Землеведение. Нов. сер., 1948, т. 2 (42).
- Мурзаев Э.М.* Монгольская Народная Республика. Физико-географическое описание. М.: Географгиз, 1952.
- Мушкин И.В.* Раннемезозойская щелочно-базальтоидная формация и проблемы состава гранулит-базитового слоя и верхней мантии Южного Тянь-Шаня: Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977.
- Николаева Т.В.* Геоморфологическое строение бассейна р. Байдарагин в Монголии. — Вестн. ЛГУ. Геол. и геофиз., 1967, вып. 3, № 18.
- Обручев С.В., Лурье М.Л.* Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1954, вып. 8.
- Окнова Т.М.* К петрографии базальтов Монголии и Тувы. — Труды Монгольск. комис. АН СССР, 1940, вып. 11, № 37.
- Охаткин Н.А., Земнухова В.И.* Крупнокристаллический авгит из трубки Тергешской (Чулымско-Енисейская впадина). Красноярск, 1968. (Зап. Красноярск. отд. ВМО; Вып. 1).
- Павловский Е.В.* Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973.
- Перчук Л.Л.* Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6.

- Пинус Г.В., Велицкий В.В., Леснов Ф.П.* и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973.
- Поляков А.И.* Генезис вулканических пород. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. М.: Наука, 1974.
- Сахама Т.* Калиевые щелочные породы. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976.
- Сазно В.Г., Денисов Е.П.* К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8.
- Святославский А.Е., Флоренсов Н.А.* О некоторых особенностях кайнозойского вулканизма Прибайкалья и Восточной Африки. — Труды Иркутск. гос. ун-та им. А.А.Жданова, 1958, т. 14, сер. геол., вып. 2.
- Северов Э.А., Тихомирова Э.И.* Кайнозойские базальты на южном склоне Монгольского Алтая. — Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 1.
- Селиванов Е.И.* Неотектоника и геоморфология МНР. М.: Недра, 1972.
- Серенсен Х.* Происхождение щелочных пород — краткий обзор и выводы. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976.
- Славинский В.В.* Клинопироксен — гранатовый геотермометр. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 1.
- Соболев В.С.* Петрология траппов Сибирской платформы. — Труды Арктич. ин-та, 1936, Т. XV, вып. II, геол.
- Соболев В.С.* О генезисе лейцитовых пород. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 4.
- Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы. — В кн.: Чтения им. В.И.Вернадского. М.: Наука, 1973.
- Соболев В.С., Базарова Т.Ю.* Температура кристаллизации щелочных базальтоидов некоторых островов Атлантического океана. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
- Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л.* и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — Геол. и геофиз., 1970, № 4.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. — Геол. и геофиз., 1972, № 12.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Экспериментальные данные и классификация глубинных ксенолитов. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975.
- Соболев В.С., Кеппинская В.В.* Типы дифференциации серий вулканических пород. — Геол. и геофиз., 1971, № 12.
- Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
- Соболев Н.В.* Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов Австралии и Новой Зеландии. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. (Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 271).
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П.* Ксенолиты катаклазированных перидотитов в кимберлитах Далдыно-Анакитского района Якутии. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. (Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 271).
- Степанов П.П., Волгоин В.С.* Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным. — Сов. геол., 1969, № 5.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. (Труды совмест. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед.; Вып. 9).
- Фашии регионального метаформизма высоких давлений. М.: Недра, 1974.
- Филиппов Л.В., Липовский Ю.О., Капитонова Т.А.* Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования. — Геохимия, 1976, № 4.
- Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. (Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол.; Вып. 19).
- Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии. — Геотектоника, 1965, № 4.
- Флоренсов Н.А., Солоненко В.П., Логачев Н.А.* Кайнозойский вулканизм рифтовых зон. — В кн.: Вулканизм и тектоника. М.: Наука, 1968.
- Фотиади Э.Э., Ладынин А.В.* Состояние и геологические задачи комплексных геофизических исследований глубинного строения литосферы на территории Сибири и Дальнего Востока. — Геол. и геофиз., 1974, № 5.
- Akella J.* Solubility of Al_2O_3 in orthopyroxene coexisting with garnet and clinopyroxene for composition on the diopside-pyroxene join in the system $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - Al_2O_3 . — Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1974, v. 73, p. 273-278.
- Akella J.* Garnet pyroxene equilibria in the system $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - Al_2O_3 and a natural mineral mixture. — Amer. Mineralogist, 1976, v. 61, N 7-8, p. 589-598.

- Akella J., Boyd F.R.* Effect of pressure on the composition of coexisting pyroxenes and garnet in the system $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-FeS}_2\text{O}_3\text{-CaAlTi}_2\text{O}_6$. – Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1973, v. 72, p. 523–526.
- Akella J., Boyd F.R.* Petrogenetic grid for garnet peridotites. – Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1974, v. 73, p. 269–278.
- Anastasion P., Seifert F.* Solid solubility of Al_2O_3 in enstatite at high temperatures and 1–5 kbar water pressure. – Contrib. Mineral. Petrol., 1972, v. 34, p. 272–287.
- Aoki K.* Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan. – Amer. Mineralogist, 1964, v. 49, p. 1199–1233.
- Aoki K.* Andesine megacrysts in alkali basalts from Japan. – Contrib. Mineral. Petrol., 1970, v. 25, p. 284–288.
- Aoki K.* Origin of phlogopite and potassic richterite bearing peridotite xenoliths from South Africa. – Contrib. Mineral. Petrol., 1975, v. 53, N 3, p. 145–156.
- Aoki K., Kushiro J.* Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher Eifel. – Contrib. Mineral. Petrol., 1968, v. 18, N 4, p. 326–337.
- Bacon C.R., Carmichael L.S.E.* Stage basalts magma: An example from San Quintin Baja California. – Contrib. Mineral. Petrol., 1973, v. 41, p. 1–22.
- Baker J.* Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantica. – Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 7, p. 1283–1310.
- Bell P.M., Roseboom.* Phase diagram for the system nephelinequartz. – Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1965, v. 64.
- Beres B., Rutkowski E.* Bazalty doliny Dzwachan-gol. – Bul. Inst. geol., 1970, N 226.
- Berkey C.P., Morris F.K.* Geology of Mongolia. – Amer. Museum Natural History, 1927, v. 2.
- Best M.G.* Kaersutite-peridotite inclusions and kindred megacrysts in basaltic lavas, Grand Canyon, Arizona. – Contrib. Mineral. Petrol., 1970, v. 27, N 1, p. 25–44.
- Binns R.A.* High-pressure megacrysts in basaltic lavas near Armidale, New South Wales. – Amer. J. Sci., 1969, v. 267A, p. 33–49.
- Binns R.A., Duggen M.B., Wilkinson J.F.G.* High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales. – Amer. J. Sci., 1970, v. 269, 132–168.
- Boyd F.R.* Garnet peridotites and the system $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$. – Mineral. Soc. America, Spec. Paper, 1970, v. 3, p. 63–75.
- Boyd F.R.* A pyroxene geotherm. – Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, N 12, p. 2533–2546.
- Boyd F.R., England J.L., Brian T.C.* Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, MgSiO_2 . – J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 10.
- Boyd F.R., Nixon P.H.* Structure of the upper mantle beneath Lesotho. – Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1973, v. 72, p. 431–445.
- Bowen N.L.* The evolution of the igneous rocks. Princeton Univ. Press, 1928, v. 332.
- Brousse R., Berger E.* Grands cristaux d'augite dans une brèche volcanique intrusive. – Bull. Soc. franç. mineral. cristallogr., 1965, v. 88, p. 525–526.
- Brown F.H., Carmichael J.S.E.* Quaternary volcanoes of the Lake Rudolf region: I. The basaltic-tephrite series of the Korath Range. – Lithos, 1969, v. 2, p. 239–260.
- Bultitude R.J., Green D.H.* Experimental study at high pressures on the origin melilite nepheline magma. – Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 3, p. 325–327.
- Carmichael L.S.E.* The petrology of Thingmuli a Tertiary volcano in Eastern Iceland. – Petrology, 1964, v. 5, N 3, p. 435–460.
- Carmichael L.S.E.* The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. – Contrib. Mineral. Petrol., 1967, v. 25, N 1, p. 24–66.
- Chapman N.A.* Inclusion and megacrysts from under-saturated tuffs and basanites, East Fife, Scotland. – J. Petrol., 1976, v. 17, N 4, p. 472–499.
- Cohen L.H., Ito K., Kennedy G.C.* Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars. – Amer. J. Sci., 1967, v. 265, p. 475–518.
- Colvine R.J.L.* Pyrope from Elie, Fife. – Scott. J. Geol., 1968, v. 4, pt 3, p. 283–286.
- Coombs D.S., Wilkinson J.F.G.* Lineages and fractionation trend in undersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks. – J. Petrol., 1969, v. 10, p. 440–501.
- Davis B.T.C., Boyd F.R.* The joint $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6$ at 30 kbar pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. – J. geophys. Res., 1966, v. 71, p. 3567–3576.
- Dawson J.B., Powell D.G., Reid A.M.* Ultrabasic xenoliths and lava from the Lashaine Volcano, Northern Tanzania. – J. Petrol., 1970, v. 11, p. 519–548.
- Denaeyer M.E.* Les laves du fosse tectonique de l'Afrique Centrale (Kivu, Rwanda, Toro-Ankole). Supplément au recueil d'analyses de 1965. Ann. Musée roy. Afrique Central-Tervuren, Belgique. sér. 1N-8, sci. geol., 1972, N 72.

- Denaeyer M.E., Schellinek F., Copper A.* Recueil d'analyses des lavas du fosse tectonique de l'Afrique Centrale. — Ann. Musée roy. Afrique Central—Tervuren Belgique, sér. 1N-8, sci. géol., 1965, N 49, p. 234.
- Dickey J.S.* Eclogitic and other inclusions in the Mineral Breccia Member of the Deborah Volcanic Formation at Kakanui, New Zealand. — Amer. Mineralogist, 1968, v. 53, p. 1304–1319.
- Edgar A.D., Green D.H., Hibberson W.O.* Experimental petrology of a highly potassic magma. — J. Petrol., 1976, v. 17, N 3, p. 339–356.
- Engel A.E.J., Engel C.G.* Composition of basalt cored in Mohole project. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, v. 45, p. 1799–1801.
- Engel A.E.J., Engel C.G.* Composition of basalts from the Mid-Atlantic ridge. — Science, 1964, v. 144, p. 1330–1333.
- Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle. — Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 76, N 7, p. 719–734.
- Essen E.L., Hensen B.L., Green D.H.* Experimental study of amphibolite and eclogite stability. — Phys. Earth Planet. Interiors, 1970, v. 3, p. 378–384.
- Ernst T.* Der Melilith-Basalt des Westberges bei Gofgeismar, nördlich von Kassel als Assimilationsprodukt. — Chem. Erde, 1936, Bd 10, S. 631–666.
- Flower M.F.L.* Phlogopite from Jan Mayen Island, North Atlantic. — Earth and Planet. Sci. Letters, 1969, v. 6, p. 461–466.
- Flower M.F.L.* Evidence for the role of phlogopite in the genesis of alkali basalts. — Contrib. Mineral. Petrol., 1971, v. 32, N 2, p. 126–134.
- Frisch T., Wright J.B.* Chemical composition of high-pressure megacrysts from Nigerian Cenozoic lavas. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1971, H. 7, S. 283–304.
- Gast P.W.* Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkalic magma types. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, v. 32, N 10, p. 1057–1086.
- Givetta J., Fino M.D., La Volpe L.L., Lirer L.* Geochemical trends in the alkali basaltic suite of the Assab range (Ethiopia). — Chem. Geol., 1974, v. 13, N 3, p. 149–162.
- Goldich S.S., Treves S.B., Suhr N.H., Stickless J.S.* Geochemistry of the Cenozoic volcanic rocks of Ross Island and vicinity, Antarctica. — J. Geol., 1975, v. 83, N 4, p. 415–436.
- Green D.H.* Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. — Earth and Planet. Sci. Letters, 1973, v. 17, p. 456–465.
- Green D.H., Hibberson W.* Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma. — Phys. Earth Planet. Interiors, 1970, v. 3, p. 247–254.
- Green D.H., Ringwood A.E.* The genesis of basaltic magmas. — Contrib. Mineral. Petrol., 1967, v. 15, p. 103–190.
- Green T.H.* High-pressure experimental studies on the origin anorthosite. — Canad. J. Earth Sci., 1969, v. 6, p. 427–440.
- Green T.H., Ringwood A.E.* Crystalization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. — Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 3, p. 481–489.
- Helmstaedt H., Anderson O.L., Gavasci A.L.* Petrofabric studies of eclogite, spinel-websterite-bearing breccias pipes in Southern Utah and North-Eastern Arizona. — J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 23, p. 4350–4365.
- Hensen B.J.* Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers. Carnegie Inst. Wash. Year-book, 1973, v. 72, p. 527–534.
- Hoffer J.M., Hoffer R.Z.* Composition and structural state of feldspar inclusions from alkali olivine basalt, potrillo basalt, Southern New Mexico. — Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, N 6, p. 2139–2142.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, p. 523–548.
- Irving A.J.* Geochemical and high-pressure experimental studies of xenoliths, megacrysts and basalts from Southeastern Australia. Canberra, 1971.
- Irving A.L.* Pyroxene-rich ultramafic xenolith in the Nower basalts of Victoria, Australia. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1974a, Bd. 120, H. 2, p. 147–162.
- Irving A.L.* Megacrysts from the Nower basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia. — Bull. Geol. Soc. America, 1974b, v. 85, N 10, p. 1503–1514.
- Irving A.L.* On the validity of paleogeotherms determined from xenoliths in basalts and kimberlites. — Amer. Mineralogist, 1976, v. 61, N 7–8, p. 638–642.
- Irving A.L., Green D.H.* Experimental study of phase relationships in a high-pressure mugearitic basalt as a function of water content (abstr.). — Abstracts with Programs, Geol. Soc. America, Meetings, 1972, v. 4, p. 550–551.
- Irving A.L., Green D.H.* Geochemistry and petrogenesis of the Nower Basalts of Victoria and South Australia. — J. Geol. Soc. Australia, 1976, v. 23, pt 1, p. 45–66.
- Ito K., Kennedy G.C.* Melting and phase relations in the plane tholeiite–lherzolite–nepheline basanite to 40 kilobars with geological interpretations. — Contrib. Mineral. Petrol., 1968, v. 19, p. 177–211.

- Jackson E.D., Wright T.L.* Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. — *J. Petrol.*, 1970, v. 11, p. 405–430.
- Kay R., Hubbard N.J., Gast P.W.* Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. Lamont-Doherty Geological Observatory Columbia University, Palisades, New York, 1964.
- Kuno H.* Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii. — *Mem. Geol. Soc. America*, 1969, v. 15, p. 189–233.
- Kushiro I.* Petrology of the Atami dolerite, Japan. — *J. Fac. Sci. Tokyo Univ., Ser. II*, 1964, v. 15, p. 135–202.
- Kushiro I.* Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, p. 619–634.
- Kushiro I.* Systems bearing on melting of the upper mantle under hydrous conditions. — *Carnegie Inst. Wash. Year-book*, 1970, v. 68, p. 240–245.
- Kushiro I.* Stability of amphibole and phlogopite in the upper mantle. — *Carnegie Inst. Wash. Year-book*, 1970, v. 68, p. 245–247.
- Kushiro I., Kuno H.* Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. — *J. Petrol.*, 1963, v. 4, p. 75–89.
- Kushiro I., Yoder H.S.* Anorthite–forsterite and anorthite–enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. — *J. Petrol.*, 1966, v. 7, p. 337–362.
- Kushiro I., Syono Y., Akimoto S.* Stability of phlogopite at high pressure and possible presence of phlogopite in the Earth's upper mantle. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1967, v. 3, p. 197–203.
- Kushiro I., Yoder H.S., Mishikanda M.* Effect of water on the melting of enstatite. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1968, v. 79, p. 1685–1692.
- Kushiro I., Shimizu N., Nakamura Y., Akimoto S.* Compositions of coexisting liquid melting of natural garnet and spinel hercynites at high pressures. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1972, v. 14, p. 19–25.
- Le Maitre R.W.* Petrology of volcanic rocks. Gough Island, South Atlantica. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1962, v. 73, p. 1309–1340.
- Le Maitre R.W.* Chemical variation within and between volcanic rocks series — a statistical approach. — *J. Petrol.*, 1968, v. 9, p. 220–252.
- Lindsley D.H., Munoz J.L.* Subsolidus relations along the Join hedenbergite–ferrosilite. — *Amer. J. Sci.*, 1969, Schairer volume, 267A, p. 295–324.
- Macdonald G.A.* Composition and origin of Hawaiian lavas. — In: *Studies volcanology. Memoir in honour of Howel Williams*. — *Mem. Geol. Soc. America*, 1968, v. 116, 477–592.
- Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrol.*, 1964, v. 45, N 1, p. 82–112.
- MacGregor J.D.* The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. — *Amer. Mineralogist*, 1974, v. 59, p. 110–119.
- MacGregor J.D., Basu A.R.* Geological problems in estimating mantle geothermal gradients. — *Amer. Mineralogist*, 1976, v. 61, N 7–8, p. 715–725.
- Marinelli G., Mittempergher M.* On the genesis of some magmas of typical Mediterranean (potassic) suite. — *Bull. volcanol.*, 1966, v. 29, p. 113–140.
- Mason B.* Pyrope, augite and hornblende from Kakanui, New Zealand. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1966, v. 9, p. 474–480.
- Mason B., Allen R.O.* Minor and trace elements in augite hornblende and pyrope megacrysts from Kakanui, New Zealand. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1973, v. 16, p. 935–947.
- Modreski P.J., Boettcher A.L.* Phase relationships of phlogopite in the system $K_2O-MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 35 kbar. — *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 385–414.
- Moor J.G., Evans B.W.* The pole of olivine in the crystallization of the prehistoric Makaopuhi Tholeiitic Lava Lake, Hawaii. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1967, v. 15, N 3.
- Mori T., Green D.H.* Pyroxenes in the system $Mg_2Si_2O_6-CaMgSi_2O_6$ at high pressures. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1975, v. 26, p. 277–286.
- Muir L.D., Tilley C.E.* Contributions to the petrology of Hawaiian basalts: I. The picrite basalts of Kilauea. — *Amer. J. Sci.*, 1957, v. 255, N 4, p. 241–253.
- Muir L.D., Tilley C.E., Scoon J.H.* Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. I. The picrite basalts of Kilauea. — *Amer. J. Sci.*, 1957, v. 255, p. 241–253.
- Muir L.D., Tilley C.E.* Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. II. The tholeiitic basalts of Mauna Loa and Kilauea. — *Amer. J. Sci.*, 1963, v. 261, N 12, p. 11–128.
- Muir L.D., Tilley C.E.* Basalts from the northern part of the rift Ridge. — *J. Petrol.*, 1964, v. 5, p. 409–437.
- Muir L.D., Tilley C.E.* Basalts from the northern part of the Mid-Atlantic Ridge. II. The Atlantic collection near 30°N. — *J. Petrol.*, 1966, v. 7, p. 193–201.

- Mysen B.O.* Melting in a hydrous mantle phase relations of mantle peridotites with controlled water and oxygen fugacities. — *Carnegie Inst. Wash. Year-book*, 1973, v. 72, p. 467–477.
- Mysen B.O.* Experimental determination of some geochemical parameters relating to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle. — *Amer. Mineralogist*, 1976, v. 61, N 7–8, p. 677–683.
- Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle. — *J. Petrol.*, 1975, v. 16, N 3, p. 549–590.
- Nehru C.E.* Pressure dependence of the enstatite limb of the enstatite–diopside solvus. — *Amer. Mineralogist*, 1976, v. 61, N 7–8, p. 578–581.
- Nehru C.E., Wyllie P.J.* Electron microprobe measurement of pyroxenes coexisting with H₂O-undersaturated liquid in the join CaMgSi₂O₆–H₂O at 30 kilobars with applications to geothermometry. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1974, v. 48, N 3, p. 221–228.
- Nicholls G.D.* Basalts from the deep ocean floor. — *Mineral. Mag.*, 1965, v. 34, p. 373–380.
- Obata M.* The solubility of Al₂O₃ in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite. — *Amer. Mineralogist*, 1976, v. 61, N 7–8, p. 804–816.
- O'Hara M.J.* The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rock. — *Earth-Science Reviews, Intern. Mag. Geo-Science*, 1968, v. 4.
- O'Hara M.J., Richardson S.W., Wilson G.* Garnet peridotite stability and occurrence in crust and mantle. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1971, v. 32, p. 48–68.
- Polderwaard A., Green D.H.* Chemical analyses of submarine basalts. — *Amer. Mineralogist*, 1950, v. 50, N 10, p. 1723–1770.
- Powers H.* The lavas of the Modoc lava-bed quadrangle, California. — *Amer. Mineralogists*, 1932, v. 17, N 7.
- Presnall D.C.* Alumina content of enstatite as a geobarometer for plagioclase and spinel lherzolites. — *Amer. Mineralogist*, 1976, v. 61, N 7–8, p. 582–588.
- Prinz M.* Geochemistry of basaltic rocks: Trace elements. Basalts. — In: *The Polderwaard Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, 1967, v. 1, p. 271–323.
- Raheim A., Green B.H.* Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe–Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1974, N 3, p. 179–204.
- Saxena S.K.* Two-pyroxene geothermometer a model with an approximate solution. — *Amer. Mineralogist*, 1976, v. 61, N 7–8, p. 643–652.
- Smith A.L., Carmichael J.S.E.* Quaternary lavas from the southern Cascades, Western U.S.A. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1968, v. 19, p. 212–238.
- Smith A.L., Carmichael J.S.E.* Quaternary trachybasalts from Southeastern California. — *Amer. Mineralogist*, 1969, v. 54, p. 909–923.
- Smith D.* Stability of iron-rich pyroxene in the system CaSiO₃–FeSiO₃–MgSiO₃. — *Amer. Mineralogist*, 1972, v. 57, p. 1413–1428.
- Snavely P.D., Macleod N.S., Wagner H.C.* Tholeiitic and alcalic basalts of the Eocen Siletz River volcanics, Oregon coast range. — *Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, p. 454–467.
- Stuckless J.S., Irving A.J.* Strontium isotope geochemistry of megacrysts and host basalts Southeastern Australia. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, v. 40, p. 209–213.
- Subba Rao.* Alkaline rocks of the Deccan traps. — *Bull. volcanol.*, 1972, t. XXXV, fasc. 4, p. 998–1015.
- Takamura H.* Petrochemical studies of the Cenozoic basaltic rocks from the Kili plateau, Hiroshima prefecture. — *J. Japan. Assoc. Mineralogists, Petrologists and Econ. Geologists*, 1970, v. 64, N 1, p. 13–25.
- Uchimizu M.* Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Islands. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 1966, v. XVI, sec. II, pt 1.
- Varne R.* The petrology of Moroto Mountain, Eastern Uganda, and the origin of nephelinites. — *J. Petrol.*, 1968, v. 9, p. 169–190.
- Varne R.* Origin of spinel lherzolite inclusions in basaltic rocks from Tasmania and elsewhere. — *J. Petrol.*, 1977, v. 18, N 1, p. 1–24.
- Vilminot J.C.* Structure chondritique dans des enclaves des roches basaltiques. — *Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr.*, 1964, v. 87, p. 143–149.
- Vlodavetz V.L.* Trace elements in alkali basalts and their inclusions in Dariganga Area, Mongolia. — *Bull. volcanol.*, 1971, v. 35, N 2, p. 462–469.
- Wentworth C.K., Winchell H.* Kooalu basalt series, Oahy, Hawaii. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1947, v. 58, N 1, p. 49–78.
- White R.W.* Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. — *Contr. Miner. Petrol.*, 1966, v. 12, N 3, p. 245–314.
- Wilkinson J.F.G.* The magmatic affinities of some volcanic rocks from the Tweed Shield Volcano S.E. Queensland. — *N.E. New South Wales. — Geol. Mag.*, 1968, v. 105, N 3, p. 275–289.

- Wilkinson J.F.G.* Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill, Naudewar Mountains, North-Eastern New South Wales and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkaline volcanic rocks. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1975, v. 51, p. 235–262.
- Wilkinson J.F.G., Binns R.A.* Hawaiiite of high pressure origin from North-Eastern New South Wales. — *Nature*, 1969, v. 222, p. 553–555.
- Witshire H.G., Trask N.J.* Hornblende-bearing ultramafic inclusion from Siberia and Dish Hill craters, California (Abstract). — *Geol. Soc. America Annual Meeting*, 1969.
- Winchell H.* Honolulu series, Oahu, Hawaii. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1947, v. 58, N 1, p. 1–48.
- Wise W.S.* Zeolitic basanite from Southeastern California. — *Bull. volcanol.*, 1966, v. 29, p. 235–252.
- Wise W.S.* Origin of basaltic magmas in the Mojave Desert Area California. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1969, v. 23, N 1, p. 38–47.
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 42, p. 109–124.
- Wood B.J.* The application of thermodynamics to some subsolidus equilibria involving solid solution. — *Fortschr. Mineral. (Spec. Issue 9 th Meet. IMA)*, 1976, v. 52.
- Wright J.B.* Oligoclase-andesine phenocrysts and related inclusions in basalts from part of the Nigerian Cenozoic province. — *Mineral. Mag.*, 1968, v. 36, p. 1024–1031.
- Yagi K.* Petrochemistry of the alcalic rocks of the Ponape Island, Western Pacific Ocean. — *Intern. Geol. Congr., XXI Session, Norden*, pt 13, Copenhagen, 1960.
- Yoder H.S., Kushira Jr., Kushira I.* Melting of a hydroous phase: phlogopite. — *Amer. J. Sci.*, 1969, Schairer volume, 267A, p. 558–582.
- Yoder H.S., Tilley C.E.* Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems. — *J. Petrol.*, 1962, v. 3, p. 342–532.

Приложение I

Состав пород (в вес. %) калиевой ассоциации кайнозойских базальтоидов Монголии

Состав	Хангайский вулканический ареал						
	Гарятская владина						
	Плиоцен, покровы						
	918a/1	918/13	87-70	132-70	138-70	87a-70	
SiO ₂	44,60	45,16	45,30	45,50	46,70	46,80	
TiO ₂	2,40	2,55	2,45	2,54	2,50	2,28	
Al ₂ O ₃	14,66	14,03	13,50	14,80	12,90	13,10	
Fe ₂ O ₃	2,47	3,08	2,63	1,64	0,87	2,01	
FeO	8,65	8,84	8,76	8,25	9,31	8,91	
MnO	0,06	0,29	0,23	0,22	0,18	0,22	
MgO	8,53	8,44	10,70	9,20	8,90	9,80	
CaO	9,07	8,14	7,75	7,70	8,93	7,95	
Na ₂ O	2,60	3,33	4,36	3,60	4,26	4,36	
K ₂ O	3,80	4,47	2,98	3,55	3,18	2,98	
P ₂ O ₅	0,55	0,63	-	-	-	-	
H ₂ O	0,30	0,04	-	-	-	-	
П.п.п.	1,88	0,98	0,62	1,94	1,28	0,76	
Сумма	99,57	99,98	99,28	99,00	99,01	99,17	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол.%	34,8	40,4	34,2	35,2	37,9	36,0	
(K+Na), форм. ед.	82	101	112	97	103	102	
K/Na	0,9	0,9	0,6	0,6	0,5	0,5	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	22,2	21,7	16,1	21,1	16,1	17,81	
lc	-	3,9	-	-	2,18	-	
ab	-	-	5,67	3,67	2,67	7,34	
ne	11,93	15,1	19,9	14,17	17,6	15,9	
an	17,24	10,1	5,56	13,35	6,68	7,23	
cs	-	-	-	-	-	-	
di { wo	11,6	12,5	13,7	10,3	15,68	13,47	
en	7,4	7,9	8,98	6,63	9,03	8,73	
fs	3,5	3,8	3,83	3,03	5,94	3,83	
hy { en	-	-	-	-	-	-	
fs	-	-	-	-	-	-	
{ fo	9,8	9,1	11,82	11,4	8,58	11,12	
fa	5,1	4,8	5,70	5,50	6,11	5,5	
ac	-	-	-	-	-	-	
mt	3,7	4,4	3,70	2,32	1,39	3,01	
il	4,5	4,7	4,70	4,86	4,70	4,4	

Хангайский вулканический ареал

Тарягская впадина

Плиоцен, покровы

	88-70	920/4	918	918/2	918a/31	98-70	509-75
	47,70	47,92	48,84	50,00	50,54	51,00	51,00
	2,30	1,99	2,50	2,35	2,26	2,47	2,79
	13,60	15,73	12,85	15,43	15,68	15,40	18,50
	2,99	5,48	1,79	3,21	5,54	1,88	1,68
	7,94	6,54	9,94	7,54	5,88	7,50	7,05
	0,19	0,11	0,12	0,18	0,19	0,20	0,13
	8,22	7,59	7,99	6,03	5,35	7,20	3,90
	8,05	7,62	9,15	6,96	6,11	7,35	6,50
	3,45	1,99	1,52	2,61	2,70	4,04	4,46
	2,64	3,51	3,30	3,83	4,17	2,48	3,00
	-	0,38	0,45	0,50	0,53	-	-
	-	0,10	0,02	0,12	0,08	-	-
	2,60	0,73	1,11	0,84	0,65	0,36	0,18
	99,14	99,99	99,58	99,55	99,68	99,88	99,19
	38,7	39,7	42,9	45,4	55,4	39,3	41,0
	84	69	59	82	89	92	104
	0,5	1,2	1,4	0,9	1,0	0,4	0,4
	-	-	-	-	-	-	-
	15,58	20,6	19,5	22,3	25,0	15,03	17,8
	-	-	-	-	-	-	-
	18,22	16,8	12,6	22,0	23,1	27,26	37,7
	6,04	-	-	-	-	3,69	-
	13,63	23,6	18,9	19,19	18,1	16,41	21,4
	-	-	-	-	-	-	-
	11,06	5,9	11,0	6,5	5,1	8,36	4,5
	7,23	4,4	6,4	4,1	3,8	5,42	2,4
	3,08	1,0	4,2	2,0	0,8	2,37	1,9
	-	4,7	4,0	2,1	5,7	-	4,1
	-	1,0	2,6	1,05	1,25	-	3,3
	9,29	6,8	6,8	6,2	2,7	8,86	2,4
	4,48	1,7	4,9	3,3	0,6	4,48	2,1
	-	-	-	-	-	-	-
	4,40	7,9	2,5	4,6	7,9	2,78	2,5
	4,40	3,8	4,7	4,4	4,2	4,70	4,4

Состав	Хангайский вулканический ареал						
	Тарятская впадина						
	Плиоцен, покровы		Плейстоцен, покровы				
	99-70	512-75	139-70	140-70	29-75	30-75	
SiO ₂	53,00	55,00	47,00	47,70	48,00	48,00	
TiO ₂	1,33	2,56	2,70	2,52	2,41	2,48	
Al ₂ O ₃	16,45	16,90	14,20	13,35	16,00	15,80	
Fe ₂ O ₃	6,36	4,72	2,63	2,20	3,94	3,44	
FeO	4,45	3,54	7,72	8,33	6,39	7,02	
MnO	0,19	0,08	0,20	0,19	0,10	0,19	
MgO	4,30	3,30	8,40	8,40	8,00	7,09	
CaO	9,85	6,50	8,50	8,10	6,43	6,65	
Na ₂ O	3,45	4,36	3,98	3,98	4,17	4,17	
K ₂ O	0,16	3,18	3,06	3,25	4,00	4,17	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.л.п.	0,56	0,26	0,94	1,12	0,04	0,20	
Сумма	100,10	100,40	99,33	99,14	99,48	99,21	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	50,2	48,7	38,3	38,5	33,8	40,1	
(K+Na), форм.ед.	58	104	98	100	110	113	
K/Na	0,03	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	
Q	5,29	-	-	-	-	-	
Or	1,11	18,9	18,36	19,48	23,4	25,0	
lc	-	-	-	-	-	-	
ab	29,36	36,7	9,44	10,5	15,5	11,0	
ne	-	-	13,35	12,78	10,9	13,3	
an	28,93	17,2	11,40	8,02	13,1	11,7	
cs	-	-	-	-	-	-	
di	wo	8,36	6,3	12,89	13,12	5,4	8,9
	en	6,42	4,9	8,83	8,43	4,04	6,1
	fs	0,80	0,7	3,03	3,86	0,08	2,2
hy	en	4,32	3,3	-	-	-	-
	fs	6,73	0,5	-	-	-	-
il	fo	-	-	8,72	8,86	12,7	8,1
	fa	-	-	3,26	4,48	3,0	3,2
ac	-	-	-	-	-	-	
mt	5,32	5,3	3,70	3,24	5,5	4,9	
il	2,58	4,8	5,16	4,70	4,5	4,7	

Хангайский вулканический ареал

Тарягская впадина

Плейстоцен, покровы		Голоцен, покровы					
233-70	917/3	7-71	2-71	6-71	8-71	1а-71	1-71
49,50	51,04	45,50	46,00	47,00	47,00	47,50	48,00
2,25	2,04	2,47	2,38	2,32	2,52	2,12	2,10
14,75	15,20	16,60	14,70	14,60	16,60	14,30	15,70
1,51	2,88	3,48	1,49	3,22	3,23	0,91	1,70
8,33	6,72	7,59	9,29	7,28	7,90	10,22	9,01
0,20	0,14	0,19	0,24	0,18	0,18	0,20	0,18
8,80	6,64	6,30	7,90	6,25	5,90	7,50	7,75
6,82	7,44	6,80	7,60	7,50	7,20	8,40	7,50
4,46	2,24	5,00	4,50	4,40	4,26	4,20	4,00
3,74	3,81	5,00	4,10	4,10	4,10	2,90	2,90
-	0,44	-	-	-	-	-	-
-	0,20	-	-	-	-	-	-
-	0,75	0,44	0,83	2,25	0,25	0,84	0,54
100,36	99,60	99,37	99,03	99,10	99,14	99,09	99,38
36,4	40,2	45,1	41,3	44,0	47,1	44,3	41,0
111	76	134	117	115	113	99	96
0,5	1,1	0,6	0,4	0,6	0,6	0,4	0,5
-	-	-	-	-	-	-	-
21,70	22,3	22,5	22,82	24,5	24,5	17,25	17,25
-	-	-	-	-	-	-	-
12,85	18,9	5,45	1,31	7,34	7,86	9,44	14,68
13,50	-	23,00	20,74	16,2	15,3	14,2	10,51
9,46	20,6	8,07	7,51	7,79	13,9	11,4	16,13
-	-	-	-	-	-	-	-
10,10	6,9	10,7	12,7	12,3	9,06	12,7	8,83
6,53	4,5	6,93	7,23	7,98	5,22	6,81	5,02
2,90	1,8	3,03	4,88	3,56	3,43	5,43	3,43
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
11,26	3,2	6,33	8,44	5,49	5,91	8,34	9,71
5,30	1,4	3,06	6,11	2,65	4,48	7,32	7,13
-	-	-	-	-	-	-	-
2,08	4,2	5,09	2,68	4,63	5,09	1,39	2,55
4,40	3,8	4,70	4,56	4,40	4,79	3,95	3,95

Состав	Хангайский вулканический ареал						
	Тарятская впадина						
	Голоцен, покровы				Корни вулканических излияний		
	152-70	33-75	150-70	9-71	111-70	116-70	
SiO ₂	49,00	50,00	50,25	50,6	45,00	45,00	
TiO ₂	2,20	2,52	2,26	2,24	2,62	2,27	
Al ₂ O ₃	16,60	14,45	14,40	14,20	15,60	14,70	
Fe ₂ O ₃	2,75	1,80	1,32	1,50	3,64	3,39	
FeO	6,89	8,29	8,18	8,83	7,35	7,60	
MnO	0,15	0,20	0,10	0,17	0,22	0,21	
MgO	6,60	7,95	7,40	6,00	8,40	8,90	
CaO	7,00	6,33	6,00	6,80	8,90	8,30	
Na ₂ O	4,06	4,00	4,50	4,90	3,00	4,22	
K ₂ O	3,10	3,93	4,04	4,80	2,58	2,10	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.д.п.		0,12	0,84	0,42	1,90	2,68	
Сумма	99,77	99,59	100,71	100,45	99,71	99,37	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	41,0	39,0	39,9	46,9	36,3	36,5	
(K+Na), форм.ед.	99	106	116	130	87	90	
K/Na	0,5	0,6	0,6	0,6	0,4	0,3	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	18,36	22,8	23,93	28,4	12,8	12,24	
lc	-	-	-	-	-	-	
ab	20,45	17,6	16,52	9,70	9,96	12,06	
ne	7,67	8,9	11,79	17,19	12,78	12,78	
an	17,8	10,0	8,34	2,50	18,4	15,02	
cs	-	-	-	-	-	-	
di {	wo	7,08	8,8	8,94	13,01	10,8	10,9
	en	4,52	5,5	5,12	7,43	7,53	7,53
	fs	2,11	2,8	3,43	5,01	2,37	2,51
hy {	en	-	-	-	-	-	-
	fs	-	-	-	-	-	-
ol {	fo	8,30	10,0	8,72	5,77	9,49	10,55
	fa	4,07	5,6	6,11	4,28	3,67	3,67
ac	-	-	-	-	-	-	
mt	4,17	2,5	1,85	2,08	5,32	4,86	
il	4,25	4,7	4,4	4,25	5,00	4,4	

Тарягская впадина

Корни вулканических излияний

	123-70	116а-70	97-70	90-70	122-70	105-70	06-70
	46,10	46,50	47,10	48,00	48,00	48,50	49,50
	2,28	2,51	2,23	2,24	2,26	2,32	2,22
	16,10	13,30	13,30	15,70	13,60	13,40	13,30
	4,02	4,05	4,74	3,70	4,00	2,85	2,89
	6,06	6,98	5,19	6,31	6,06	6,98	7,27
	0,20	0,20	0,17	0,20	0,20	0,20	0,20
	6,50	8,90	8,25	9,00	7,80	8,50	9,00
	7,45	8,10	7,13	8,15	7,02	8,10	8,15
	5,05	4,22	2,77	4,68	5,05	4,22	3,10
	2,98	2,12	1,93	0,99	3,10	2,24	2,09
	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-
	2,46	2,20	3,72	2,96	2,26	1,98	1,38
	99,87	99,08	98,93	99,93	99,35	99,03	99,10
	40,6	35,7	33,0	33,2	36,3	35,3	34,0
	114	90	65	87	115	87	72
	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4
	-	-	-	-	-	-	-
	17,84	12,24	11,1	6,12	18,37	12,8	12,24
	-	-	-	-	-	-	-
	14,68	17,89	23,59	27,3	16,78	22,54	26,2
	15,34	9,66	-	6,82	14,2	5,96	-
	12,24	11,33	24,8	13,07	5,00	12,2	16,1
	-	-	-	-	-	-	-
	10,34	12,08	4,41	11,4	12,43	11,6	10,1
	7,43	8,63	3,51	8,43	9,13	8,03	6,93
	1,98	2,37	0,40	1,85	2,11	2,64	2,37
	-	-	8,77	-	-	-	0,8
	-	-	1,02	-	-	-	0,26
	6,19	9,00	5,82	9,99	7,32	9,15	10,3
	1,63	3,26	0,74	2,24	1,63	3,46	3,87
	-	-	-	-	-	-	-
	5,79	6,02	6,48	5,32	5,79	4,17	4,17
	4,4	4,7	4,25	4,25	4,4	4,4	4,25

Состав	Хангайский вулканический ареал						
	Тарятская впадина		Река Хануй-Гол				
	Корни вулканических излияний		Покровы, вулканические конусы				
	117-70	83-70	73-70	75-70	76-70	72-70	
SiO ₂	49,50	53,00	45,50	45,50	51,00	53,00	
TiO ₂	2,24	2,60	2,14	2,59	2,86	2,07	
Al ₂ O ₃	14,40	14,70	14,20	14,40	15,50	13,90	
Fe ₂ O ₃	6,00	3,52	1,56	1,74	8,26	2,31	
FeO	4,23	5,12	8,91	8,61	0,96	6,75	
MnO	0,17	0,14	0,20	0,20	0,10	0,19	
MgO	7,50	5,00	11,00	10,00	5,70	7,30	
CaO	7,15	7,50	7,80	8,50	6,72	7,93	
Na ₂ O	2,94	4,44	3,60	4,02	3,60	3,43	
K ₂ O	2,93	2,46	2,74	2,56	4,12	2,31	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.л.п.	2,44	1,26	1,12	1,18	1,34	0,70	
Сумма	99,50	99,74	99,75	99,30	100,16	99,89	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	34,3	42,8	32,9	34,5	31,9	38,9	
(K+Na), форм.ед.	78	98	87	93	102	79	
K/Na	0,7	0,4	0,5	0,4	0,7	0,4	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	17,5	14,47	16,14	15,58	24,49	13,36	
lc	-	-	-	-	-	-	
ab	24,64	37,75	6,82	5,77	25,04	28,84	
ne	-	-	12,78	15,34	2,91	-	
an	17,52	12,8	14,46	13,35	13,91	15,85	
cs	-	-	-	-	-	-	
di	w	7,55	10,2	10,01	12,08	8,01	9,76
	en	5,52	7,73	6,52	7,83	6,60	6,73
	fs	1,32	1,45	2,9	3,43	0,43	2,24
hy	en	4,12	-	-	-	-	5,23
	fs	0,92	-	-	-	-	1,73
ol	fo	6,19	3,38	14,6	11,82	5,29	4,50
	fa	1,63	0,6	6,92	5,50	0,38	2,04
ac	-	-	-	-	-	-	
mt	6,02	5,09	2,32	2,55	5,79	4,86	
il	4,25	5,00	4,10	5,01	5,46	3,95	

Хангайский вулканический ареал

Река Хануй-Гол

Покровы и вулканические конуса

	80-70	68-70	67-70	66-70	78-70	81-70	70-70
53,08	53,50	53,80	54,00	54,00	54,70	55,00	
2,50	2,48	2,66	2,92	2,50	2,49	2,41	
13,80	15,60	15,10	15,20	13,75	13,80	15,30	
3,04	3,18	2,96	2,05	2,92	2,59	0,84	
6,27	5,42	5,56	6,45	5,57	6,09	7,35	
0,17	0,16	0,11	0,14	0,14	0,15	0,14	
6,15	5,50	5,30	5,40	5,25	5,60	5,60	
6,95	6,80	6,50	6,20	7,00	6,45	6,55	
4,09	4,37	4,20	4,50	4,36	4,46	4,37	
2,86	2,59	2,44	2,59	2,38	2,50	2,51	
-	-	-	-	-	-	-	
-	-	-	-	-	-	-	
0,12	0,48	0,24	0,30	1,60	0,26	0,64	
99,03	100,08	99,48	99,75	99,47	99,09	100,71	
51,9	41,1	42,5	43,4	42,5	42,1	43,7	
97	98	94	101	95	109	97	
0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	
-	-	-	-	0,18	-	-	
17,25	15,58	14,47	15,58	13,91	20,59	15,03	
-	-	-	-	-	-	-	
34,6	36,7	35,65	38,27	36,7	35,13	36,7	
-	-	-	-	-	1,42	-	
10,57	15,3	15,02	13,35	11,13	7,23	14,74	
-	-	-	-	-	-	-	
9,99	7,67	7,2	7,32	9,87	10,34	7,67	
6,83	5,52	5,12	4,72	6,83	7,13	4,42	
2,37	1,45	1,45	2,11	2,24	2,37	2,9	
-	2,01	8,33	0,602	6,02	-	3,11	
-	0,52	2,11	0,26	2,11	-	2,11	
6,05	4,22	-	5,49	-	5,07	4,5	
2,24	1,20	-	2,85	-	1,83	3,26	
-	-	-	-	-	-	-	
4,4	4,64	4,4	3,01	4,17	3,7	1,16	
4,7	4,7	5,16	5,46	4,70	4,7	4,55	

Состав	Хангайский вулканический ареал						
	Река Орхон						
	Голоцен, вулканический конус Дулаң-Хара						
	3030 г	3030 ж	3030 л	3030 м	3030 д	3030 а	
SiO ₂	47,00	48,00	48,50	49,00	49,00	50,00	
TiO ₂	2,52	2,70	2,48	2,52	2,46	2,30	
Al ₂ O ₃	14,20	14,60	14,70	14,60	14,20	13,60	
Fe ₂ O ₃	5,90	8,80	6,75	4,91	5,55	4,56	
FeO	4,73	2,47	3,74	5,26	5,32	5,62	
MnO	0,16	0,16	0,16	0,14	0,18	0,18	
MgO	7,70	7,60	7,41	7,25	7,90	7,30	
CaO	9,50	8,00	8,50	8,67	8,60	8,20	
Na ₂ O	3,50	4,10	3,80	3,90	4,20	3,90	
K ₂ O	2,20	2,70	2,50	3,00	3,00	2,64	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.п.п.	2,19	0,71	1,30	0,51	0,41	0,92	
Сумма	99,60	99,90	99,84	99,76	100,82	99,22	
ΣFe/(Fe+Mg), мол. %	35,0	32,4	34,0	36,6	35,7	37,1	
(K+Na), форм.ед.	79	95	89	95	100	91	
K/Na	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,4	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	12,8	16,14	15,03	17,81	17,81	15,58	
lc	-	-	-	-	-	-	
ab	16,51	19,66	20,45	16,78	15,20	23,07	
ne	6,96	8,09	0,25	8,81	11,08	5,40	
an	16,69	13,35	15,58	13,35	10,85	11,68	
cs	-	-	-	-	-	-	
di { wo	12,66	11,03	11,15	12,31	10,24	12,08	
di { en	8,51	8,53	8,03	8,23	9,13	7,83	
di { fs	3,19	1,32	2,11	3,17	3,03	3,43	
hy { en	-	-	-	-	-	-	
hy { fs	-	-	-	-	-	-	
ol { fo	7,47	7,18	7,39	6,47	7,32	7,39	
ol { fa	3,09	1,22	2,14	3,06	2,65	3,57	
ac	-	-	-	-	-	-	
mt	4,40	7,18	5,56	4,17	5,32	3,7	
il	4,70	5,16	4,7	4,7	4,7	4,4	

Хангайский вулканический ареал

Река Орхон				Перевал Эгиг-Даба	Бассейн р. Селенги		
Голоцен, вулканический конус Дулан-Хара		Покровы восточнее Булгана		Покровы	Голоцен, конус Того- Ула		
3030	3030 и	57-70	59-70	10-71	122-69	261-69	
50,50	52,50	53,50	54,50	48,00	47,96	48,42	
2,34	2,20	2,42	1,32	1,87	2,60	2,43	
13,70	13,80	14,95	15,00	15,30	14,70	14,49	
2,86	3,38	1,13	3,28	2,27	2,12	3,12	
7,06	4,52	7,72	5,42	8,05	8,37	7,25	
0,14	0,12	0,16	0,16	0,24	0,28	0,26	
8,00	7,00	6,00	5,00	9,50	7,69	7,48	
7,90	7,60	6,50	6,80	9,90	7,09	7,09	
3,80	1,70	4,45	4,02	2,80	4,47	4,61	
2,80	2,40	2,19	2,42	1,10	3,06	2,96	
-	-	-	-	-	0,93	1,03	
-	-	-	-	-	0,12	0,10	
0,33	0,42	0,08	1,50	0,20	1,49	0,22	
99,43	99,64	99,40	99,42	99,91	99,88	99,46	
36,9	35,8	41,1	43,6	34,8	40,5	39,2	
91	85	95	90	57	105	106	
0,5	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,4	
-	-	-	1,08	-	-	-	
16,7	13,91	12,8	13,9	6,68	18,4	17,8	
-	-	-	-	-	-	-	
23,6	31,46	37,75	34,08	22,02	14,7	3,7	
4,55	-	-	-	0,85	12,5	19,0	
11,96	13,91	14,19	15,85	25,87	10,8	10,0	
-	-	-	-	-	-	-	
11,38	9,99	7,55	7,43	9,76	10,2	18,9	
7,83	6,83	4,32	4,82	6,32	6,3	12,5	
2,64	2,37	2,9	2,11	2,77	3,3	5,0	
-	4,42	0,21	7,63	-	-	-	
-	1,58	0,13	3,17	-	-	-	
8,44	3,94	7,6	-	12,1	9,0	4,3	
3,26	1,63	5,5	-	5,91	5,1	1,8	
-	-	-	-	-	-	-	
4,2	4,86	1,62	4,86	3,24	3,0	4,4	
4,4	4,25	4,55	2,43	3,64	5,0	4,5	

Состав	Хангайский вулканический ареал						
	Река Думда-Архангай-Гол		К северо-востоку от Баян-Хонгора	Центральная Монголия	Район Уха-Цзян	Бассейн р. Чулуту (р. Улясугайн-Гол)	
	Селиванов, 1971		Еремеев, 1969	Анализ Е.В. Девяткина	Белов, 1963	Окнова, 1940	
	4108/1	3130/1					
SiO ₂	46,02	49,54	46,56	48,84	49,22	44,29	45,42
TiO ₂	1,82	1,92	1,66	2,50	2,52	1,21	1,78
Al ₂ O ₃	17,78	16,14	16,15	12,85	14,83	16,39	15,23
Fe ₂ O ₃	3,94	5,05	5,38	1,79	8,41	3,95	2,45
FeO	3,41	5,22	4,40	9,94	2,32	7,65	8,27
MnO	0,16	0,14	0,05	0,12	0,12	0,15	0,14
MgO	9,88	8,11	8,27	7,99	5,64	8,94	8,97
CaO	9,80	7,80	8,72	9,15	7,83	8,79	8,62
Na ₂ O	2,96	2,66	4,62	1,52	3,65	4,20	3,64
K ₂ O	0,98	1,93	2,15	3,30	2,40	1,79	2,84
P ₂ O ₅	0,91	0,50	2,40	0,45	0,63	0,74	0,29
H ₂ O	-	-	-	0,02	2,69	2,08	2,24
П.п.п.	-	-	-	1,11	-	-	-
Сумма	100,66	99,01	100,36	99,58	100,25	100,18	99,89
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	31,5	34,1	31,6	42,9	37,9	37,2	37,0
(K+Na), форм. ед.	59	63	99	59	83	87	88
K/Na	0,2	0,5	0,3	1,4	0,4	0,3	0,5
Q	-	-	-	-	-	-	-
Or	6,1	11,1	13,9	19,5	13,9	10,5	16,7
lc	-	-	-	-	-	-	-
ab	18,1	22,5	11,0	12,6	30,4	8,9	6,5
ne	3,8	-	15,0	-	-	14,4	12,9
an	32,2	26,4	16,4	18,6	17,2	20,5	17,0
cs	-	-	-	-	-	-	-
di	wo	6,9	5,1	11,1	11,1	8,9	9,6
	en	5,0	4,0	8,6	6,4	7,4	6,3
	fs	1,2	4,5	1,3	4,2	0,4	2,6
hy	en	-	14,7	-	4,4	1,9	-
	fs	-	1,6	-	2,9	0,1	-
ol	fo	13,8	0,9	8,4	5,3	3,2	11,1
	fa	3,6	0,1	1,5	4,6	0,2	6,2
ac	-	-	-	-	-	-	-
mt	5,6	7,4	6,5	2,5	7,9	5,5	3,7
il	3,5	3,6	3,1	4,7	4,7	2,3	3,5

Прихубсугульский						
Хр. Абших-Хайрахан	Уран-То-го	Оз. Дол-Нур	Река Эхин-Гол	Река Оумен-Гол	Река Шиш-хид-Гол	Река Дзаль-тун
Окнова, 1940	Еремеев, 1969	Плиоцен, покров, анализ Е.В. Де- вяткина	Анализ А.К. Уфлян- да	Селиванов, 1971	Плиоцен, покров	Анализ В.А. Ере- меева
		911			908/6	
51,95	46,08	47,66	47,88	47,91	48,04	49,48
1,90	1,15	2,05	2,00	2,34	2,20	1,14
16,94	13,62	15,42	18,37	14,60	14,68	16,01
4,96	8,45	3,14	2,48	2,99	1,61	4,58
3,88	4,16	7,97	7,85	7,66	9,87	6,51
0,11	0,01	0,23	0,15	0,16	0,08	0,05
4,39	8,82	6,85	6,38	7,95	8,69	6,80
6,64	8,55	8,84	7,95	7,99	7,56	7,32
4,62	3,98	1,71	4,35	5,02	1,78	4,72
3,32	3,22	3,32	1,82	3,07	3,83	2,54
0,15	1,48	0,48	1,07	-	0,41	-
0,65	-	0,34	-	0,26	0,10	0,43
-	-	1,77	-	-	0,10	-
99,51	99,97	99,78	100,30	99,95	99,95	99,61
43,8	33,5	43,3	44,2	39,0	40,8	41,3
109	68	62	41	114	69	103
0,5	0,3	1,3	0,4	0,4	1,4	0,4
-	-	-	2,3	-	-	-
19,5	8,9	19,5	6,7	18,4	22,3	15,0
-	-	-	-	-	-	-
37,2	27,3	14,2	15,2	10,5	13,6	21,5
0,8	-	-	-	17,3	0,9	9,9
15,8	24,2	24,8	38,7	8,1	20,9	15,0
-	-	-	-	-	-	-
7,2	7,5	7,9	0,3	13,2	7,1	8,8
10,9	5,3	5,4	0,2	8,7	4,1	5,9
-	1,6	1,9	0,1	3,6	2,6	2,2
-	3,0	5,4	15,7	-	-	-
-	0,9	1,8	9,4	-	-	-
-	9,4	4,3	-	7,7	12,0	7,7
-	3,0	1,7	-	3,6	8,3	3,2
-	-	-	-	-	-	-
7,1	7,9	4,4	3,7	4,4	2,3	6,7
3,6	2,1	3,9	3,8	4,4	4,2	2,1

Приложение I (продолжение)

Состав	Придусугу- лоский	Барун-Хурайский вулканический ареал				
	Река Тэнге- син-Гол	Южный склон хр. Барангин-Хара-Нуру, Бурун-Хурай- ская котловина				
	Плиоцен, покров	Покровы				
	904/14	22-71	23-71	18-71	20-71	
SiO ₂	51,16	42,75	43,50	44,00	45,00	
TiO ₂	2,61	2,80	2,64	2,80	3,10	
Al ₂ O ₃	15,03	12,70	13,25	14,00	16,80	
Fe ₂ O ₃	4,58	7,93	4,65	7,34	4,82	
FeO	6,45	2,32	5,27	3,48	5,57	
MnO	0,11	0,18	0,18	0,10	0,20	
MgO	4,85	6,10	6,81	7,40	6,03	
CaO	6,28	11,80	8,35	11,30	8,70	
Na ₂ O	2,14	8,50	5,50	4,28	3,00	
K ₂ O	4,68	2,90	6,00	2,20	3,90	
P ₂ O ₅	0,75	-	-	-	-	
H ₂ O	0,18	-	-	-	-	
П.п.п.	0,88	1,94	2,94	2,18	2,32	
Сумма	99,70	100,22	100,50	99,18	99,94	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	49,8	34,9	37,6	34,0	41,8	
(K+Na), форм.ед.	84	173	153	92	89	
K/Na	1,5	0,2	0,7	0,3	0,8	
Q	1,4	-	-	-	-	
Or	27,8	-	-	12,80	22,82	
lc	-	13,53	27,43	-	-	
ab	17,8	-	-	3,15	4,72	
ne	-	26,42	17,04	17,9	11,08	
an	17,5	0,28	1,67	12,52	21,14	
cs	-	13,78	5,17	-	-	
di	wo	5,7	5,57	9,64	18,23	9,18
	en	3,9	-	-	13,75	5,92
	fs	1,3	-	-	2,64	2,64
hy	en	2,6	-	-	-	-
	fs	-	-	-	-	-
ol	fo	-	10,55	11,82	3,45	6,33
	fa	-	-	4,48	0,71	3,26
ac	6,7	22,64	13,4	-	-	
mt	5,0	-	-	6,25	3,94	
il	-	5,31	5,01	5,31	5,92	

Барун-Хурайский вулканический ареал				Река Ку-Иртыс, Монгольский Алтай, (Северов, Тихомирова, 1968)	Долиннозерский вулканический ареал	
Южный склон хр. Барангин-Хара-Нуру, Бурун-Хурайская котловина					Плато Цаган-Обо	
Покровы					Неоген, покровы	
21-71	16-71	17-71	15-71		37-71	36-71
45,50	46,00	46,00	47,50	49,00	45,30	47,00
2,70	2,76	2,88	2,80	3,08	2,81	2,50
13,15	13,20	14,75	12,85	13,95	15,03	15,60
6,51	7,89	4,86	7,79	9,03	4,37	2,91
3,87	3,25	5,73	3,25	1,89	5,88	7,74
0,16	0,14	0,17	0,16	0,26	0,21	0,14
6,80	7,32	7,20	7,60	5,68	7,50	7,20
12,40	9,60	8,55	8,30	7,56	10,00	8,70
4,10	3,90	3,30	3,00	3,36	3,50	3,50
2,20	2,70	4,30	3,80	3,76	3,10	3,20
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	2,85	-	-
2,20	3,93	2,31	2,92	-	1,51	1,08
99,59	99,69	100,05	99,97	100,42	99,21	99,57
35,9	34,3	38,3	33,5	36,8	37,0	41
89	92	99	88	94	89	90
0,3	0,5	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6
-	-	-	-	-	-	-
12,8	16,14	25,6	22,26	22,3	18,36	18,92
-	-	-	-	-	-	-
4,2	10,49	2,10	12,85	22,0	3,15	10,75
16,47	12,21	13,92	6,68	3,4	14,20	10,08
11,13	10,29	12,79	10,85	11,96	16,13	17,52
-	-	-	-	-	-	-
21,02	15,56	12,43	12,66	10,7	13,94	10,68
14,86	11,24	8,03	9,03	8,6	9,10	6,93
4,35	2,9	3,56	2,51	0,8	3,86	3,03
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
1,41	5,07	6,54	7,04	3,9	6,70	7,81
0,61	1,63	3,16	2,04	0,4	3,13	3,77
-	-	-	-	-	-	-
5,08	5,56	4,17	5,56	5,9	3,47	4,17
5,16	5,31	5,46	5,31	7,2	5,31	4,70

Состав	Долиноозерский, вулканический ареал					
	Плато Цаган-Обо			Район сомона Бу-Цаган	Река Гучингин-Гол	
	Неоген, покровы			Покровы		
	38а-71	38-71	38б-71	27-71	26-71	98-71
SiO ₂	47,00	48,00	48,50	45,00	47,00	53,50
TiO ₂	2,43	2,46	2,60	2,48	2,24	1,68
Al ₂ O ₃	16,50	15,55	14,60	13,20	12,75	13,95
Fe ₂ O ₃	3,32	4,20	3,47	3,68	6,50	1,73
FeO	7,28	5,73	7,28	7,59	5,27	8,76
MnO	0,15	0,20	0,16	0,20	0,20	0,20
MgO	6,50	6,60	6,70	8,15	7,35	4,70
CaO	8,10	8,95	7,80	11,40	9,85	8,60
Na ₂ O	3,50	3,70	3,48	3,20	4,60	3,50
K ₂ O	3,10	3,00	3,10	2,30	1,30	1,90
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	1,84	1,36	1,93	2,65	1,99	0,47
Сумма	99,72	99,84	99,62	99,85	99,05	99,04
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	43	39	42	39	38	53,2
(K+Na), форм. ед.	89	92	89	76	88	76
K/Na	0,6	0,5	0,6	0,4	0,2	0,6
Q	-	-	-	-	-	0,6
Or	18,36	17,81	18,36	13,36	7,79	11,13
lc	-	-	-	-	-	-
ab	14,68	13,11	20,19	5,24	19,40	29,36
ne	7,95	9,94	4,97	11,97	10,51	-
an	20,30	16,97	15,02	14,74	10,57	16,97
cs	-	-	-	-	-	-
wo	8,25	11,5	9,87	17,42	16,03	10,68
di {	en	5,32	7,22	6,32	12,05	4,82
fs	2,36	3,58	2,9	3,96	4,14	5,80
hy {	en	-	-	-	-	6,93
fs	-	-	-	-	-	6,46
ol {	fo	7,60	6,48	6,75	5,98	5,38
fa	3,67	3,54	3,46	2,35	2,30	-
ac	-	-	-	-	-	-
mt	4,86	3,24	5,09	5,32	5,79	2,35
il	4,55	4,70	5,01	4,70	4,25	3,19

Долиноозерский вулканический ареал

Гора Тэбшин-Тахилта-Ула		Район горы Богдо-Ула			
Покровы					
74-71	75-71	83-71	30-71	31-71	34-71
50,25	52,00	48,50	50,50	51,00	51,00
2,32	2,60	2,20	2,36	2,35	2,28
14,50	15,20	12,40	16,50	16,47	14,60
5,21	6,16	3,30	1,86	2,11	4,63
4,86	4,36	7,12	6,97	6,66	6,19
0,12	0,12	0,20	0,14	0,14	0,15
5,70	3,27	8,00	5,50	5,20	6,00
7,60	6,50	9,90	7,80	6,85	8,50
4,10	4,40	3,70	4,40	4,70	3,80
2,90	2,90	1,70	3,50	3,60	2,40
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
2,28	2,26	2,36	0,20	0,22	0,39
99,84	99,77	99,38	99,73	99,30	100,62
42	55	37,7	44,4	45,1	43,5
97	102	78	108	114	86
0,5	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4
-	-	-	-	-	-
17,25	17,25	10,02	20,59	21,15	13,91
-	-	-	-	-	-
26,74	36,18	21,76	18,87	22,54	28,4
4,26	0,57	5,25	9,94	9,37	2,17
12,52	13,07	12,24	15,02	13,35	15,58
-	-	-	-	-	-
10,57	8,01	15,45	9,87	8,59	11,15
6,83	4,84	10,64	5,62	5,32	7,03
3,03	3,03	3,56	3,83	2,77	3,4
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
4,92	2,67	6,61	5,07	5,21	5,55
2,44	2,04	2,44	3,67	3,26	2,98
-	-	-	-	-	-
4,40	4,63	4,86	2,78	3,01	5,8
4,40	5,01	4,25	4,55	4,55	4,4

Состав	Долиноозерский вулканический ареал					
	Район горы Богдо-Ула			Плато горы Хурэн-Обо		
	Покровы					
	35-71	29-71	69-71	68-71	71-71	70-71
SiO ₂	51,30	51,50	54,00	54,00	54,00	55,50
TiO ₂	2,16	2,17	2,30	2,30	1,86	2,20
Al ₂ O ₃	14,30	16,40	14,45	13,80	13,70	14,80
Fe ₂ O ₃	4,30	3,62	1,51	4,59	4,69	1,24
FeO	6,04	5,57	7,15	4,33	4,15	6,81
MnO	0,17	0,20	0,15	0,18	0,11	0,08
MgO	5,90	5,75	5,30	5,25	5,45	4,80
CaO	8,50	6,35	6,15	6,70	5,90	5,20
Na ₂ O	4,30	3,40	4,60	4,10	4,20	4,60
K ₂ O	2,50	2,20	3,80	3,60	3,90	3,80
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,02	2,70	0,12	0,92	2,10	0,13
Сумма	99,47	99,80	99,53	99,77	100,06	99,16
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	43,2	41,4	45,0	41,0	39,0	46,0
(K+Na), форм.ед.	96	78	114	104	109	114
K/Na	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5
Q	-	1,14	-	-	-	-
Or	15,03	12,8	22,26	21,15	22,82	22,26
lc	-	-	-	-	-	-
ab	26,8	28,84	30,67	34,34	35,13	38,14
ne	5,10	-	4,4	0,14	0,28	0,35
an	12,24	23,09	7,79	8,62	1,39	8,62
cs	-	-	-	-	-	-
wo	12,54	3,48	9,85	10,22	13,61	7,2
di {						
en	7,8	2,41	5,42	6,96	7,53	4,13
fs	4,75	0,79	3,69	2,46	3,3	2,74
hy {						
en	-	11,95	-	-	-	-
fs	-	3,3	-	-	-	-
ol {						
fo	4,8	-	5,35	4,27	4,08	5,47
fa	2,7	-	3,87	3,33	2,04	4,00
ac	-	-	-	-	-	-
mt	4,4	5,32	2,08	4,4	3,94	1,85
il	4,1	4,1	4,4	4,4	3,64	4,25

Долноозерский вулканический ареал

Плато к северу от горы Баян-Тэг					Плато горы Баянгив-Тэг	
Покровы						
105-71	106-71	103-71	104-71	107-71	39-71	42-71
45,00	46,00	47,50	48,50	49,00	46,50	49,50
3,06	2,66	2,82	2,57	2,02	2,64	2,80
17,00	15,70	17,90	14,00	13,70	14,90	15,00
6,56	4,60	6,01	4,71	5,57	6,43	7,38
4,86	6,13	5,26	6,03	5,07	5,11	5,11
0,19	0,18	0,21	0,14	0,15	0,15	0,14
6,46	7,00	6,80	6,50	7,32	5,25	4,90
8,66	9,85	8,85	9,20	8,70	9,90	8,10
3,40	3,80	3,40	4,30	4,00	3,70	3,80
2,80	2,26	2,04	1,70	2,48	2,60	3,20
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
1,88	1,34	2,98	2,79	1,15	2,11	0,79
99,87	99,49	99,77	100,44	99,16	99,29	100,72
40	39	39,6	41,0	37,0	46,0	48,9
85	85	76	87	92	88	95
0,5	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,6
-	-	-	-	-	-	-
16,7	13,36	11,69	10,02	15,03	15,58	18,92
-	-	-	-	-	-	-
11,53	11,74	21,50	23,59	19,90	14,47	22,02
9,37	10,91	3,98	6,82	7,95	9,54	5,25
22,81	19,2	16,69	13,91	11,68	16,13	14,46
-	-	-	-	-	-	-
8,36	12,43	11,38	13,24	13,12	13,82	10,68
5,81	8,38	6,67	8,45	8,49	9,88	6,34
1,86	3,10	4,04	3,94	3,74	2,71	3,78
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
7,18	6,37	7,15	5,41	6,85	2,22	4,13
2,54	2,60	4,70	2,77	3,33	0,67	2,72
-	-	-	-	-	-	-
5,79	5,79	3,01	4,40	4,4	7,18	5,8
5,92	5,16	5,31	4,86	4,29	5,01	5,31

Состав	Долиноозерский вулканический ареал						
	Плато горы Баянгин-Тэг			Плато Хашяту-Ула			
	Покровы						
	64-71	62-71	46-71	77-71	81-71	83-71	
SiO ₂	51,50	51,50	54,50	50,00	50,00	50,00	
TiO ₂	2,70	2,20	1,76	2,47	2,57	2,64	
Al ₂ O ₃	14,40	13,30	15,00	16,60	16,20	15,90	
Fe ₂ O ₃	2,74	2,30	2,14	6,84	6,26	6,03	
FeO	6,81	7,03	6,50	3,34	3,37	3,31	
MnO	0,14	0,17	0,10	0,15	0,18	0,12	
MgO	6,10	6,80	4,55	2,00	2,85	0,80	
CaO	7,27	8,30	5,20	7,21	7,21	6,50	
Na ₂ O	4,20	4,20	4,00	4,50	3,90	6,20	
K ₂ O	2,80	1,80	4,30	3,20	3,20	4,10	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.п.п.	0,76	1,54	1,43	2,99	3,56	3,00	
Сумма	99,42	99,14	99,48	99,30	99,30	99,10	
Fe/(ΣFe+Mg), мол. %	42,6	39,8	48,0	64,0	55,0	70,0	
(K+Na), форм.ед.	98	87	111	107	97	144	
K/Na	0,4	0,3	0,7	0,5	0,5	0,4	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	16,7	10,57	25,6	18,92	18,92	24,49	
lc	-	-	-	-	-	-	
ab	29,62	32,77	34,08	29,1	30,00	28,84	
ne	3,27	1,56	-	4,97	1,70	12,78	
an	11,96	11,96	10,01	15,58	17,24	3,34	
cs	-	-	-	-	-	-	
di	wo	10,10	12,19	6,62	8,36	7,67	12,08
	en	6,52	7,83	3,81	4,82	4,56	-
	fs	2,9	3,56	2,51	3,17	2,72	-
hy	en	-	-	-	-	-	-
	fs	-	-	-	-	-	-
ol	fo	5,77	6,33	5,21	0,35	1,76	1,41
	fa	2,85	3,26	3,67	0,31	1,16	3,46
ac	-	-	-	-	-	-	
mt	3,94	3,24	3,01	5,56	4,86	4,40	
il	5,16	4,25	3,34	4,70	4,86	5,01	

Долгиноозерский вулканический ареал

Плато Хашяту-Ула

Плато Хара-Нюдун

Покровы

	78-71	79-71	84-71	82-71	94-71	92-71	93-71
	51,50	52,50	53,00	54,50	51,59	54,50	55,00
	2,70	2,40	2,56	2,22	2,96	2,40	2,44
	16,70	15,70	15,80	14,40	16,60	15,60	15,40
	4,69	6,25	5,86	6,04	5,07	2,00	2,23
	4,11	3,56	3,37	4,02	4,98	7,12	6,96
	0,10	0,14	0,12	0,17	0,14	0,13	0,14
	1,10	2,30	1,00	1,10	1,60	2,90	2,30
	7,40	6,70	7,40	7,00	8,55	7,20	6,80
	5,00	3,80	3,90	4,40	8,80	4,20	4,30
	3,20	3,20	3,10	3,00	3,20	3,64	3,50
	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-
	2,58	2,90	2,98	2,45	1,36	0,03	0,26
	99,08	99,45	99,9	99,30	99,76	99,72	99,33
	76,0	61,0	77,0	77,6	72,0	61,0	66,0
	115	95	99	103	95	106	106
	0,4	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	0,5
	-	1,74	4,57	2,94	-	-	0,06
	18,92	18,92	18,36	17,81	18,92	21,15	20,59
	-	-	-	-	-	-	-
	36,7	31,98	33,03	37,22	30,02	34,34	36,18
	3,12	-	-	-	1,07	0,71	-
	13,63	16,41	16,41	10,57	18,91	13,07	12,52
	-	-	-	-	-	-	-
	9,64	6,97	4,53	10,01	9,18	9,41	8,83
	-	3,6	2,51	-	3,91	4,12	3,91
	-	3,17	1,85	-	5,28	5,28	4,88
	-	2,11	-	2,71	-	-	1,81
	-	2,11	-	6,60	-	-	2,37
	1,90	-	-	-	-	1,83	-
	3,16	-	-	-	-	2,44	-
	-	-	-	-	-	-	-
	3,94	4,63	5,79	4,40	4,4	3,01	3,24
	5,16	4,55	4,86	4,25	5,61	4,55	4,55

Состав	Долиноозерский вулканический ареал					
	Плато Эриэн-Тологой			Район горы Ашин-Ула		
	Покровы			Миоцен, покровы		
	86-71	88-71	85-71	111-75	115-75	
SiO ₂	54,00	55,00	55,00	48,00	52,00	
TiO ₂	2,23	2,04	2,70	3,09	2,40	
Al ₂ O ₃	16,05	15,60	15,20	15,15	15,80	
Fe ₂ O ₃	5,34	4,41	2,05	5,36	2,01	
FeO	5,97	5,04	7,43	5,53	7,56	
MnO	0,16	0,14	0,14	0,18	0,12	
MgO	1,00	1,15	1,75	7,10	5,50	
CaO	6,10	6,20	7,00	9,00	6,70	
Na ₂ O	4,20	3,90	4,30	3,50	3,50	
K ₂ O	3,80	4,60	2,80	2,42	2,91	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	
П.п.п.	1,73	1,38	0,66	1,22	0,60	
Сумма	100,58	99,46	99,03	100,55	99,10	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	82,0	77,2	72,5	38,7	46,5	
(K+Na), форм. ед.	108	112	99	81	87	
K/Na	0,6	0,8	0,4	0,4	0,6	
Q	1,56	0,95	2,64	-	-	
Or	22,26	27,27	16,7	13,9	17,3	
lc	-	-	-	-	-	
ab	35,65	33,03	36,18	18,2	29,4	
ne	-	-	-	6,0	-	
an	13,91	11,4	13,91	18,6	18,9	
cs	-	-	-	-	-	
di	wo	6,85	8,13	8,71	10,8	5,9
	tn	2,24	2,71	3,25	6,6	3,5
	fs	4,83	5,67	5,63	3,6	2,1
hy	en	0,27	0,20	1,17	-	4,3
	fs	0,57	0,41	2,03	-	2,6
ol	fo	-	-	-	7,8	4,0
	fa	-	-	-	4,7	2,7
	ac	-	-	-	-	-
mt	6,25	4,40	3,01	7,9	3,0	
il	4,25	3,79	5,16	5,9	4,5	

Долиноозерский вулканический ареал

Плато к востоку от горы Хурэн-Обо		Гора Ушугни-Нуру			Река Тациин-Гол	
Покровы						
1-71	102-75	100-75	121-75	117-75	925/4	925/8
48,00	51,50	52,00	51,50	55,0●	46,62	52,06
2,10	2,50	2,80	2,28	2,08	2,48	2,05
15,70	12,85	14,00	14,40	16,80	14,28	14,92
1,70	6,04	3,20	2,51	2,67	7,29	2,22
9,01	4,42	6,42	7,29	5,93	4,31	8,13
0,18	0,09	0,09	0,06	0,08	0,26	0,23
7,75	7,10	6,27	6,40	4,53	6,50	5,89
7,50	6,80	7,15	6,50	5,05	7,79	5,70
4,00	4,00	3,57	3,70	3,90	2,39	3,22
2,90	2,66	2,72	2,83	3,77	3,56	3,96
-	-	-	-	-	0,71	0,55
-	-	-	-	-	0,70	0,08
0,54	1,68	0,40	2,22	1,10	2,69	0,90
99,38	99,64	98,62	99,69	100,91	99,58	99,91
41,3	36,0	33,6	42,6	46,9	39,7	46,5
96	94	87	90	103	77	94
0,5	0,4	0,5	0,5	0,6	0,9	0,8
-	-	-	-	-	-	-
17,3	16,1	16,1	16,7	22,2	21,1	23,4
-	-	-	-	-	-	-
14,4	30,0	30,0	31,5	30,0	18,0	27,3
10,6	0,6	-	-	-	1,4	-
16,1	9,2	13,9	14,2	17,2	18,0	14,5
-	-	-	-	-	-	-
8,8	10,2	8,9	7,5	3,4	9,0	6,0
5,1	7,5	6,3	4,8	2,1	7,0	3,3
3,2	1,7	1,8	2,3	1,0	1,3	2,2
-	-	5,3	1,2	7,9	-	2,0
-	-	1,5	0,6	3,7	-	1,1
10,0	7,1	2,7	7,0	1,0	7,0	7,0
6,9	1,8	2,4	3,7	0,4	1,5	5,0
-	-	-	-	-	-	-
2,5	5,8	4,6	3,7	4,0	8,0	3,2
3,9	4,7	5,5	4,4	4,0	5,0	4,0

Состав	Долиноозерский вулканический ареал						
	Район горы Цобу-Ула						
	Дайки, некк						
	53-71	67-71	61-71	60-71	65-71	56-71	
SiO ₂	46,00	46,50	47,25	48,00	48,80	49,30	
TiO ₂	2,20	2,40	2,34	2,00	2,10	2,20	
Al ₂ O ₃	13,10	13,60	13,60	13,40	10,60	13,40	
Fe ₂ O ₃	5,19	3,65	4,84	5,68	2,15	4,10	
FeO	5,73	6,62	5,57	4,34	7,52	6,04	
MnO	0,19	0,16	0,14	0,18	0,15	0,17	
MgO	10,20	9,25	9,70	10,15	10,55	8,10	
CaO	9,30	9,35	9,50	7,50	9,00	7,90	
Na ₂ O	4,20	4,50	3,80	4,20	4,10	4,20	
K ₂ O	3,00	2,24	2,54	1,70	2,08	3,00	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.п.п.	0,61	1,20	0,49	2,52	2,01	0,59	
Сумма	91,72	99,47	99,77	99,67	99,06	99,30	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол. %	30,09	33,3	30,9	27,6	30,3	35,3	
(K+Na), форм. ед.	100	96	88	86	88	100	
K/Na	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3	0,5	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	17,81	12,8	15,03	10,02	12,24	17,81	
lc	-	-	-	-	-	-	
ab	3,41	10,33	10,48	24,64	17,83	17,68	
ne	17,47	15,22	11,65	5,96	9,09	9,06	
an	7,79	10,29	12,52	12,52	4,45	9,46	
cs	-	-	-	-	-	-	
di {	wo	16,03	15,1	14,4	10,34	16,72	12,43
	en	11,76	10,57	10,17	7,84	11,54	8,50
	fs	2,75	3,26	2,99	1,43	3,83	2,90
hy {	en	-	-	-	-	-	-
	fs	-	-	-	-	-	-
ol {	fo	9,56	8,77	9,83	12,23	10,27	8,20
	fa	2,46	2,98	3,19	2,46	3,87	3,12
ac	-	-	-	-	-	-	
mt	5,79	4,40	4,40	5,79	3,24	4,40	
il	4,25	4,55	4,40	3,79	3,95	4,25	

Долингозерский вулканический ареал

Район Баян-Хонгора			Район горы Баянгин-Тэг		
Дайка			Некки, экструзивные купола		
96-71	95-71	97-71	44-71	45г-71	45-71
45,60	46,60	47,50	47,00	51,50	56,00
2,54	2,51	2,78	2,52	2,60	2,24
14,90	14,70	14,30	14,90	16,70	14,60
3,66	3,14	6,66	10,52	4,82	3,72
7,24	7,58	5,26	1,24	5,17	5,68
0,19	0,18	0,17	0,16	0,13	0,14
6,90	5,45	6,20	6,65	2,40	2,50
10,20	10,10	8,60	9,10	5,75	5,30
3,80	4,30	4,20	3,80	5,0	5,60
1,08	2,20	1,80	2,70	4,88	4,50
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
2,40	2,34	1,86	1,45	0,27	0,22
99,11	99,10	99,33	100,04	99,62	100,70
42,0	48,1	42,7	32,0	64,3	63,0
79	92	87	90	133	138
0,3	0,3	0,3	0,5	0,6	0,5
-	-	-	-	-	-
10,02	12,8	10,57	16,14	28,94	26,71
-	-	-	-	-	-
13,6	12,06	21,76	16,91	20,45	34,34
9,94	13,07	7,53	8,17	11,98	6,96
18,64	14,46	14,79	15,58	8,62	1,39
-	-	-	-	-	-
13,36	14,87	11,61	12,31	8,36	10,45
8,93	7,63	7,53	9,94	3,78	4,42
3,43	6,86	3,3	0,92	4,52	6,07
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
6,91	3,94	6,26	4,64	1,57	0,7
2,85	4,07	4,88	-	2,01	1,43
-	-	-	-	-	-
5,32	4,40	3,24	8,80	4,18	3,94
4,86	4,70	5,31	4,70	5,01	4,25

Состав	Долиноозерский вулканический ареал*						
	Район горы Баянгин-Тэг		Гора Баян-Тэг	Гора Хурэн-Обо	Гора Тэбшин-Тэхилта-Ула	К востоку от горы Хурэн-Обо	
	Некки, эффузивные купола		Некк	Некк	Дайка	Шток	
	45а-71	45е-71	109-71	73-71	76-71	101-75	
SiO ₂	57,00	50,00	47,50	57,00	52,50	50,00	
TiO ₂	2,04	2,06	2,52	1,48	2,50	2,60	
Al ₂ O ₃	15,10	17,00	14,50	16,45	16,50	14,50	
Fe ₂ O ₃	5,42	5,92	5,94	2,61	4,66	4,01	
FeO	4,49	5,57	4,83	4,05	5,17	6,48	
MnO	0,14	0,12	0,19	0,06	0,10	0,10	
MgO	2,25	2,63	6,90	2,80	4,00	6,70	
CaO	4,80	6,95	8,75	3,65	6,00	6,60	
Na ₂ O	4,80	4,60	3,80	5,70	1,40	4,00	
K ₂ O	4,10	4,00	2,90	5,00	3,90	3,08	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.п.п.	0,85	0,51	1,95	0,96	1,00	0,74	
Сумма	100,99	99,96	99,78	99,76	99,73	98,81	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	63,0		38,0	51,0	48,0	40,9	
(K+Na), форм. ед.	121		92	145	112	97	
K/Na	0,6		0,5	0,6	0,6	0,5	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	24,49	23,37	17,25	29,49	22,62	17,8	
lc	-	-	-	-	-	-	
ab	40,37	21,5	14,16	38,8	80,41	27,8	
ne	-	4,38	9,66	5,11	3,69	3,4	
an	7,51	14,2	13,91	4,73	11,13	12,5	
cs	-	-	-	-	-	-	
di	wo	6,85	8,45	12,31	5,57	7,78	8,5
	en	3,31	4,42	7,98	3,21	4,42	6,1
	fs	3,43	3,83	3,56	2,11	3,03	1,6
hy	en	3,41	-	-	-	-	
	fs	3,56	-	-	-	-	
ol	fo	-	1,09	6,47	1,97	3,8	7,4
	fa	-	1,63	3,26	1,43	2,65	2,1
ac	-	-	-	-	-	-	
mt	3,24	5,79	4,40	3,7	3,94	5,8	
il	3,79	5,16	4,70	2,88	4,7	5,0	

Приложение II

Состав породы натриевой ассоциации кайнозойских базальтоидов плато Дариганга

Состав	Северная часть						
	Плато горы Асхатэ, покровы						
	162-70	203-70	204-70	187-70	201-70	198-70	
SiO ₂	44,50	46,60	47,50	47,50	47,50	47,60	
TiO ₂	2,60	2,52	2,62	2,66	2,63	2,60	
Al ₂ O ₃	15,70	14,50	15,30	12,80	13,50	13,40	
Fe ₂ O ₃	1,74	1,94	2,21	1,30	2,81	2,28	
FeO	9,24	9,24	9,54	9,87	8,33	9,07	
MnO	0,23	0,20	0,20	0,24	0,17	0,20	
MgO	9,70	9,20	7,20	9,70	7,10	8,60	
CaO	10,36	9,07	9,75	9,40	9,40	9,60	
Na ₂ O	3,18	3,67	3,68	3,56	3,04	3,58	
K ₂ O	1,79	2,06	1,10	2,04	2,04	1,76	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.п.п.	0,20	0,16	1,12	0,22	2,56	0,48	
Сумма	99,18	99,06	99,42	99,29	99,09	99,17	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	36,6	38,0	45,0	37,6	43,20	39,6	
(K+Na), форм.ед.	71	81	72	78	70	77	
K/Na	0,36	0,37	0,20	0,36	0,4	0,3	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	10,57	12,2	6,68	11,68	11,69	10,57	
ab	5,24	12,58	19,92	13,63	21,23	17,3	
ne	11,9	9,94	6,25	8,8	2,42	7,1	
an	23,09	16,97	21,7	13,35	17,24	15,02	
di {	wo	11,7	10,04	11,15	13,94	12,3	13,59
	en	7,53	7,24	6,42	9,03	7,13	8,83
	fs	3,43	3,67	4,22	3,96	3,56	3,83
hy {	en	-	-	-	-	-	-
	fs	-	-	-	-	-	-
ol {	fo	11,96	10,96	8,02	11,54	6,75	9,29
	fa	5,91	6,13	5,91	5,7	4,07	4,69
mt	2,55	2,78	3,24	1,85	4,17	3,24	
il	5,01	4,70	5,00	5,16	5,16	5,00	

Приложение II (продолжение)

Состав	Северная часть						
	Плато горы Асхатъ, покровы						
	196-70	189-70	200-70	195-70	224-70	223-70	
SiO ₂	48,00	48,50	49,50	50,00	50,00	52,10	
TiO ₂	2,50	2,66	2,67	2,90	2,37	1,88	
Al ₂ O ₃	13,40	12,90	14,30	14,30	13,70	13,80	
Fe ₂ O ₃	2,62	2,47	1,36	5,84	4,67	1,24	
FeO	8,63	8,86	9,24	5,91	6,51	9,24	
MnO	0,19	0,19	0,19	0,17	0,20	0,20	
MgO	7,90	8,20	5,95	7,10	7,80	7,60	
CaO	9,75	9,35	9,10	8,85	9,25	8,40	
Na ₂ O	2,64	2,96	4,01	3,48	3,30	3,30	
K ₂ O	1,80	1,91	2,00	1,21	1,30	1,22	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.п.п.	2,34	1,46	0,92	0,28	0,28	0,06	
Сумма	99,77	99,46	99,24	100,69	99,33	99,04	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	40,9	40,6	48,1	40,1	38,1	41,9	
(K+Na), форм.ед.	62	68	86	69	67	66	
K/Na	0,4	0,4	0,32	0,23	0,26	0,24	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	10,57	11,13	11,69	7,23	7,79	7,23	
ab	22,02	22,4	23,03	29,36	27,3	27,8	
ne	0,28	1,49	5,97	-	-	-	
an	19,2	16,4	15,02	19,75	18,64	19,2	
di {	wo	12,2	12,54	12,5	11,01	11,27	9,4
	en	7,83	7,89	7,23	6,52	7,37	5,42
	fs	3,56	3,83	4,75	2,9	2,64	3,56
hy {	en	-	-	-	4,82	4,42	8,83
	fs	-	-	-	2,11	1,45	6,3
ol {	fo	8,86	8,75	6,47	3,94	5,21	3,24
	fa	4,08	4,75	4,69	2,04	2,04	2,45
mt	3,7	3,7	2,08	5,56	5,32	1,85	
il	4,7	5,10	5,16	5,46	4,56	3,64	

Северная часть

Плато горы Асхатэ, покровы		Вулканические конусы				
192-70	197-70	183-70	178-70	169-70	167-70	163-70
52,20	52,50	41,60	42,50	45,50	47,00	47,20
2,48	2,25	3,90	3,06	2,67	2,42	2,50
13,10	13,30	11,50	12,10	14,90	13,80	13,60
5,24	6,06	3,88	8,13	4,26	1,44	1,54
6,36	5,60	9,57	5,15	6,97	9,24	9,41
0,20	0,16	0,22	0,24	0,19	0,19	0,22
7,50	5,75	10,10	9,90	7,80	8,70	8,25
8,82	8,10	12,30	11,50	10,00	11,00	11,95
3,22	3,30	3,68	3,34	3,18	3,18	3,50
1,30	1,22	1,68	1,22	2,31	1,78	2,15
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
0,46	1,14	1,12	2,19	0,70	0,40	0,62
100,88	99,38	99,55	99,33	99,25	99,15	100,91
39,6	44,8	38,6	33,3	39,1	38,8	40,5
66	66	78	66	61	71	79
0,26	0,24	0,3	0,24	0,48	0,36	0,41
-	4,56	-	-	-	-	-
7,79	7,23	-	7,23	13,91	10,57	12,8
27,26	27,79	-	5,77	9,96	11,01	5,24
-	-	17,04	11,93	9,37	8,8	13,07
17,24	17,8	9,73	14,74	19,2	17,8	15,02
11,03	9,29	21,37	17,65	12,66	15,3	18,47
7,13	6,02	14,76	13,15	8,13	8,83	10,64
3,17	2,64	4,88	2,77	3,56	15,8	6,99
11,54	8,33	-	-	-	-	-
5,14	4,09	-	-	-	-	-
-	-	6,54	8,16	7,46	8,3	6,47
-	-	3,16	2,04	3,67	5,91	4,89
4,63	6,02	5,56	7,41	4,86	2,08	2,08
4,70	4,4	3,44	5,92	5,16	4,55	4,7

Приложение II (продолжение)

Состав	Северная часть			Центральная часть			
	Вулканические конусы		Вулкан Лун-Ула	Плато Барун-Нэртэ-Ула, покровы			
	170-70	168-70	2860	37-72	54-72	208-70	
SiO ₂	47,50	48,70	46,90	44,00	44,00	45,20	
TiO ₂	2,30	2,48	2,65	3,15	3,28	2,72	
Al ₂ O ₃	12,00	13,90	12,20	13,10	10,50	11,90	
Fe ₂ O ₃	3,38	1,12	7,95	7,84	6,62	7,63	
FeO	8,04	9,62	6,11	5,37	7,37	4,39	
MnO	0,22	0,18	0,14	0,25	0,29	0,22	
MgO	10,50	7,60	8,36	6,70	9,30	11,20	
CaO	8,42	9,25	9,95	9,30	10,50	9,50	
Na ₂ O	4,60	3,56	1,74	5,88	4,18	3,20	
K ₂ O	1,33	2,36	3,29	1,34	1,14	1,00	
P ₂ O ₅	-	-	0,59	-	-	-	
H ₂ O	-	-	0,10	-	-	-	
П.п.п.	0,64	0,36	0,68	2,54	2,70	2,10	
Сумма	99,29	99,13	99,80	99,47	99,80	99,06	
ΣFe/(ΣFe+Mg), мол. %	34,6	42,8	39,2	43,7	38,4	28,1	
(K+Na), форм.ед.	88	82	62	109	92	63	
K/Na	0,19	0,4	1,3	0,14	0,17	0,2	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	7,79	13,91	19,5	7,79	6,68	6,12	
ab	19,92	16,78	14,1	11,01	11,53	18,87	
ne	10,23	7,10	-	21,02	13,07	4,55	
an	8,34	15,02	16,1	5,28	6,40	15,02	
di	wo	13,9	12,89	11,8	17,07	19,05	13,36
	en	9,64	7,43	8,5	10,55	13,15	10,04
	fs	3,17	4,88	2,2	5,54	4,35	1,98
hy	en	-	-	1,9	-	-	-
	fs	-	-	0,5	-	-	-
ol	fo	11,82	8,16	2,6	4,22	6,89	12,21
	fa	4,28	6,11	8,1	2,45	2,65	2,65
mt	4,86	1,62	8,5	5,56	7,18	6,71	
il	4,4	4,7	4,9	6,07	6,22	5,16	

Центральная часть

Плато Барун-Нэртэ-Ула, покровы

	205-70	39-72	212-70	35-72	56-72	215-70	222-70
	45,60	46,00	46,00	47,00	48,00	48,50	48,50
	2,68	3,00	2,88	3,10	3,15	1,42	2,34
	14,60	13,30	14,10	12,30	12,00	10,70	14,55
	3,87	3,63	3,72	5,65	4,99	3,90	2,61
	7,87	8,44	8,93	7,52	7,22	6,36	8,78
	0,18	0,20	0,20	0,24	0,25	0,18	0,19
	9,00	7,00	9,60	7,90	8,30	9,90	6,90
	9,50	10,80	9,40	9,40	9,20	16,25	9,55
	3,48	3,25	3,26	4,18	4,18	2,29	3,06
	1,40	2,10	1,72	2,20	2,49	0,24	1,84
	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-
	0,94	1,76	0,80	0,68	-	0,22	1,06
	99,12	99,48	100,61	100,17	99,78	99,74	99,38
	37,5	44,5	38,1	41,6	38,8	31,5	44,6
	71	75	72	91	95	39	68
	0,26	0,4	0,3	0,3	0,4	0,05	0,38
	-	-	-	-	-	-	-
	8,35	12,24	10,02	12,8	15,03	1,11	10,57
	16,78	12,32	14,88	14,02	13,63	12,58	23,07
	6,82	8,38	6,99	13,14	11,93	3,69	1,42
	20,03	15,3	18,64	8,34	6,40	18,36	20,86
	11,27	16,03	11,73	16,03	16,38	26,15	11,03
	7,73	10,34	7,88	10,34	10,54	17,95	6,32
	2,64	4,62	2,96	4,62	4,75	5,94	4,32
	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-
	10,13	5,07	11,22	6,67	7,18	5,07	7,32
	3,87	2,44	4,64	3,26	3,46	1,83	5,3
	5,56	5,32	5,32	5,32	4,40	4,17	3,7
	5,16	5,77	5,46	5,92	6,07	2,73	4,4

Приложение II (продолжение)

Состав	Центральная часть						
	Вулканические конусы				Вулкан		
	219-70	185-70	209-70	184-70	505-72	501-72	
SiO ₂	43,80	45,00	45,00	46,70	45,00	47,00	
TiO ₂	2,90	2,50	2,88	2,80	2,60	2,46	
Al ₂ O ₃	13,55	12,40	13,20	12,00	13,60	12,60	
Fe ₂ O ₃	12,76	5,91	4,66	2,47	3,77	2,62	
FeO	0,76	6,39	7,60	9,31	9,67	9,98	
MnO	0,20	0,25	0,22	0,22	0,28	0,26	
MgO	9,55	12,00	10,60	10,00	7,80	7,77	
CaO	9,30	9,03	10,50	9,90	10,70	10,40	
Na ₂ O	3,75	3,64	3,82	3,10	4,30	4,04	
K ₂ O	1,40	1,24	1,07	1,80	1,86	1,77	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.п.п.	1,60	1,28	1,16	1,10	-	-	
Сумма	99,57	99,64	100,71	99,40	99,58	100,0	
ΣFe/(Fe+Mg), мол.%	27,7	29,7	33,9	36,7	45,1	44,6	
(K+Na), форм. ед.	76	72	73	69	89	84	
K/Na	0,24	0,22	0,2	0,38	0,29	0,29	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	8,35	7,23	6,68	10,57	11,13	10,57	
ab	13,63	15,2	12,06	14,16	5,77	12,58	
ne	9,94	8,52	10,70	6,53	16,47	11,65	
an	15,85	13,9	15,56	13,63	12,24	11,13	
di	wo	12,66	12,89	15,2	14,87	17,07	16,84
	en	9,64	9,74	11,34	9,64	9,84	9,64
	fs	1,71	1,85	2,37	4,22	6,46	6,46
hy	en	-	-	-	-	-	-
	fs	-	-	-	-	-	-
ol	fo.	9,55	14,14	10,55	10,56	6,05	6,75
	fa	2,04	3,06	2,65	5,3	4,48	4,89
mt	8,33	7,18	6,71	3,47	5,57	3,7	
il	5,46	4,7	5,46	5,31	5,01	4,7	

Центральная часть				Южная часть		
Дэотол-Хай, покровы				Плато в районе Байн-Цаган, Алтын-Обо		
508-72	507-72	503-72	502-72	6-72	64-72	65-72
47,00	48,50	50,00	50,00	46,00	46,00	48,50
2,56	2,46	2,68	2,50	2,60	3,08	2,60
12,35	12,30	12,40	10,60	12,50	12,90	12,85
2,86	3,18	2,16	2,56	1,41	2,88	4,35
10,13	9,21	10,13	10,13	10,13	9,21	7,52
0,30	0,26	0,24	0,25	0,25	0,21	0,23
8,15	8,00	7,20	7,70	11,80	8,50	6,90
10,00	9,56	9,90	9,50	9,50	10,10	9,00
4,43	3,84	4,04	4,30	3,52	4,11	4,96
1,86	1,70	1,80	1,83	1,52	2,13	2,72
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	0,24	-	-	0,18	-	-
99,64	98,31	100,55	99,37	99,41	99,12	99,63
44,0	42,7	46,4	45,1	33,8	43,08	48,0
92	80	84	88	72	88	109
0,27	0,29	0,29	0,27	0,3	0,3	0,4
-	-	-	-	-	-	-
11,13	10,02	10,57	10,57	8,9	12,24	16,14
11,01	19,92	23,59	22,81	11,02	9,18	15,2
14,48	6,82	5,68	7,24	9,94	13,78	14,49
8,34	10,85	10,57	4,45	14,19	10,85	5,01
17,19	15,21	16,14	17,77	13,7	16,38	16,49
9,84	9,34	9,23	10,24	8,83	10,54	11,34
6,6	5,01	6,2	6,73	3,96	4,75	3,83
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
7,32	7,46	6,33	6,33	14,35	7,6	4,08
4,69	4,48	4,69	4,69	7,33	3,67	1,43
4,17	4,63	3,24	3,7	2,08	4,16	6,48
4,86	4,7	5,16	4,7	5,01	5,92	5,01

Приложение II (продолжение)

Состав	Южная часть						
	Плато в районе Байн-Цаган, Алтын-Обо		Вулканические конусы				
	60-72	61-72	82-72	30-72	74-72	101-72	
SiO ₂	49,00	49,50	44,50	45,00	45,60	46,00	
TiO ₂	2,70	2,66	2,60	2,42	3,10	3,04	
Al ₂ O ₃	12,90	12,00	11,50	11,50	11,00	10,40	
Fe ₂ O ₃	3,35	3,09	3,94	3,37	3,79	3,84	
FeO	8,60	8,75	9,06	8,90	8,75	9,06	
MnO	0,20	0,23	0,30	0,30	0,25	0,24	
MgO	6,75	7,00	11,20	11,25	9,85	10,00	
CaO	8,30	8,35	11,00	9,35	10,60	10,00	
Na ₂ O	5,08	4,85	3,80	5,08	3,50	4,18	
K ₂ O	2,32	2,64	1,65	2,19	2,03	2,77	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	
П.п.п.	-	-	-	-	1,24	-	
Сумма	100,15	99,07	99,50	99,36	99,71	99,53	
$\Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$, мол.%	48,8	47,6	35,0	34,2	37,3	37,6	
(K + Na), форм. ед.	106	106	79	105	77	98	
K/Na	0,4	0,3	0,29	0,28	0,37	0,4	
Q	-	-	-	-	-	-	
Or	13,36	15,58	10,02	12,8	11,69	16,7	
ab	20,45	22,02	3,15	1,84	8,91	3,15	
ne	12,21	10,23	15,62	21,83	11,08	17,61	
an	5,84	3,34	9,46	2,23	8,62	1,11	
di	wo	14,75	15,91	18,81	18,47	18,35	20,21
	en	9,03	9,13	12,95	12,75	12,75	13,95
	fs	4,88	6,07	4,35	4,22	4,09	4,62
hy	en	-	-	-	-	-	-
	fs	-	-	-	-	-	-
ol	fo	5,49	5,07	10,69	11,12	8,44	7,88
	fu	3,26	3,67	3,87	4,07	3,06	2,85
mt	4,86	4,4	5,56	4,86	5,56	5,56	
il	5,16	5,16	5,01	4,55	5,92	5,77	

Южная часть

Вулканические конусы

77-52	25-72	31-72	71-72	1-72	37а-72	68-72
46,00	46,00	46,50	47,00	47,00	48,00	48,20
3,34	2,30	2,80	3,18	2,80	2,64	3,03
14,00	16,80	11,60	10,20	12,63	13,00	9,70
3,04	2,65	4,05	6,47	3,33	5,10	5,59
9,06	8,60	8,90	6,29	8,44	7,52	7,22
0,25	0,26	0,22	0,16	0,24	0,25	0,19
8,25	5,05	9,60	10,45	9,40	7,55	9,35
9,40	8,45	9,25	9,30	9,30	9,55	8,95
3,80	5,76	4,30	4,00	3,94	3,80	3,80
2,25	2,01	2,18	0,78	2,02	1,87	1,12
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	0,50	2,76	0,34	0,24	1,94
99,29	99,73	99,90	100,59	99,44	99,52	98,90
41,7	52,3	38,6	33,2	37,2	42,0	36,6
85	124	92	73	85	81	73
0,4	0,3	0,3	0,12	0,3	0,3	0,2
-	-	-	-	-	-	-
13,36	17,25	12,8	4,45	11,69	11,13	6,68
11,01	5,77	11,53	23,59	14,68	20,19	28,31
11,36	23,29	13,35	5,68	10,23	6,39	1,99
14,46	11,4	6,12	7,51	10,85	13,07	6,12
13,47	12,78	16,61	16,14	14,75	14,29	16,03
8,73	7,33	11,44	11,14	10,14	9,23	11,54
3,83	4,88	4,83	3,69	3,43	4,09	3,03
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
8,3	4,36	9,0	10,41	9,43	6,61	8,44
4,28	3,26	3,26	3,87	3,67	3,26	2,44
3,4	3,94	6,02	5,09	4,86	6,02	6,71
6,37	4,4	5,31	6,07	5,3	5,01	5,77

Приложение II (продолжение)

Состав	Южная часть					
	Вулканические конусы					
	76-72	72-72	17-72	80-72	67-72	26-72
SiO ₂	48,50	48,50	48,50	49,90	49,90	49,90
TiO ₂	3,12	2,96	2,52	2,56	2,12	2,20
Al ₂ O ₃	13,90	12,00	11,80	11,20	11,20	14,85
Fe ₂ O ₃	4,42	2,92	4,11	7,93	2,91	1,67
FeO	7,37	8,90	7,83	4,30	9,36	8,90
MnO	0,24	0,22	0,27	0,25	0,22	0,27
MgO	6,30	8,05	9,45	4,10	4,50	5,70
CaO	10,20	10,30	9,10	10,30	9,10	7,70
Na ₂ O	3,00	3,60	4,07	3,30	3,60	5,66
K ₂ O	1,53	2,00	1,89	1,35	2,08	2,86
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,74	-	-	3,00	0,04	-
Сумма	99,62	99,45	99,54	100,29	99,13	99,81
ΣFe(ΣFe+Mg), мол. %	45,6	41,5	36,4	38,2	40,4	50,9
(K+Na), форм.ед.	69	79	86	68	79	122
K/Na	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Q	-	-	-	-	-	-
Or	8,9	11,69	11,13	8,35	11,69	17,25
ab	25,17	17,3	19,92	27,79	19,92	17,3
ne	1,42	7,10	7,95	-	5,68	16,47
an	18,64	10,85	8,34	11,68	8,62	6,68
di	wo	13,39	16,84	15,33	15,21	13,12
	en	8,63	10,84	10,54	11,54	9,84
	fs	3,83	4,9	3,56	3,56	4,35
hy	en	-	-	-	-	-
	fs	-	-	-	-	-
ol	fo	5,07	6,61	8,93	4,43	10,13
	fa	2,65	3,67	3,16	1,53	5,09
mt	4,86	4,16	6,02	6,25	4,17	2,55
il	5,95	5,61	4,7	4,86	3,95	4,25

Южная часть			Дариганга			
Вулканические конусы			Влодавец, 1969			
12-72	8-72	81-72	45/49	80/50	57/70	58/50
50,00	50,00	50,00	42,74	43,48	43,64	44,01
2,28	2,68	2,56	2,48	3,68	2,74	3,52
10,60	12,20	11,95	13,35	9,74	12,60	9,04
2,62	2,22	3,60	4,79	5,40	8,22	6,24
8,90	9,98	8,29	8,50	9,16	6,11	11,25
0,22	0,24	0,25	0,22	0,12	0,24	0,18
8,80	6,90	7,90	11,14	12,92	9,64	12,11
9,72	8,25	8,10	10,62	9,80	8,99	8,04
3,42	4,17	3,70	4,22	4,29	4,14	1,78
1,74	2,73	1,15	1,62	1,13	2,16	1,68
-	-	-	0,12	-	0,41	0,80
-	-	-	0,40	0,72	1,01	1,29
1,38	-	-	-	-	-	-
99,68	100,11	99,49	100,41	100,50	100,46	100,63
40,9	49,3	41,5	35,0	33,6	36,3	39,5
73	92	73	85	81	89	47
0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,6
-	-	-	-	-	-	-
10,02	23,91	7,23	9,5	6,7	12,8	10,0
24,64	23,59	31,46	-	7,9	12,3	15,2
2,27	6,25	-	19,3	15,3	12,1	-
8,62	7,79	12,52	12,5	3,9	9,7	11,4
16,49	13,82	11,5	16,7	18,7	14,5	11,8
10,64	7,93	7,43	11,8	13,95	10,7	8,1
4,75	5,28	3,3	3,4	2,8	2,4	2,7
-	-	8,73	-	-	-	4,2
-	-	3,96	-	-	-	1,4
8,44	6,89	2,32	11,0	12,7	9,2	12,4
4,07	5,09	1,12	3,5	2,8	2,2	4,6
3,7	3,24	5,23	6,9	7,9	9,0	9,0
4,4	5,16	4,86	4,7	6,98	5,2	6,7

Приложение II (окончание)

Состав	Дариганга					
	Влодавец, 1969		Улан-Цаб, Адун-Уоло			
	163/50	87/49	2662	2687	2702	
SiO ₂	44,38	45,05	44,85	48,24	49,52	
TiO ₂	2,16	2,89	2,83	2,55	2,43	
Al ₂ O ₃	13,33	9,77	12,36	12,82	13,17	
Fe ₂ O ₃	4,84	11,97	7,40	2,02	2,46	
FeO	8,19	3,83	6,18	10,56	9,48	
MnO	0,26	0,18	0,16	0,18	0,14	
MgO	8,08	11,59	10,41	8,15	7,89	
CaO	9,77	9,11	7,71	9,02	8,96	
Na ₂ O	5,21	2,33	3,39	3,25	3,18	
K ₂ O	1,48	1,53	1,15	1,60	1,53	
P ₂ O ₅	0,43	1,08	0,61	-	2,43	
H ₂ O	1,25	0,13	0,56	-	-	
П.п.п.	-	-	1,89	1,17	1,05	
Сумма	99,94	100,15	99,50	100,39	100,34	
ΣFe(ΣFe+Mg), мол. %	41,7	30,8	33,8	44,2	44,8	
(Na + K), форм. ед.	100	53	68	70	68	
K/Na:	0,2	0,4	0,2	0,3	0,3	
Q	-	-	-	-	-	
Or	9,0	8,9	7,2	9,5	8,9	
ab	9,0	19,4	25,2	22,5	27,3	
ne	19,0	-	2,0	2,8	-	
an	8,3	11,9	15,0	15,6	17,0	
di {	wo	17,0	13,8	10,0	12,1	11,5
	en	11,2	11,1	8,0	6,8	6,9
	fs	4,4	1,0	0,3	4,7	4,0
hy {	en	-	2,7	-	-	-
	fs	-	0,2	-	-	-
ol {	fo	6,3	10,5	12,5	9,4	9,3
	fa	2,7	1,0	0,6	7,2	5,8
mt	7,0	11,6	11,0	3,0	3,7	
il	4,3	9,3	5,3	4,8	4,6	

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава I	
ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ТИПОВ КАЙНО- ЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ	9
Ассоциация калиевых щелочных базальтоидов	11
Хангайский вулканический ареал	16
Долиноозерский вулканический ареал	23
Особенности распространения лейцитовых базальтоидов	25
Ассоциация натриевых щелочных базальтоидов (Даригангский вулканический ареал)	27
Ассоциация щелочных и толеитовых пород (Халхингольский вулканический ареал)	30
Ассоциация известково-щелочных базальтов (Дзабханский вулканический ареал)	31
Глава II	
ПЕТРОХИМИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД	33
Замечания по методике обработки материала	34
Общая сравнительная характеристика главных базальтовых ассоциаций кайнозоя Монголии	35
Ассоциация калиевых щелочных базальтоидов	36
Ассоциация натриевых щелочных базальтоидов (Даригангский вулканический аре- ал)	45
Ассоциация щелочных и толеитовых пород (Халхингольский вулканический аре- ал)	48
Ассоциация известково-щелочных базальтов (Дзабханский вулканический ареал)	52
Сравнение базальтоидов Монголии с кайнозойскими базальтоидами других вул- канических ареалов Центрально-Азиатской щелочной провинции	54
Глава III	
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬ- ТОИДАХ	61
Глава IV	
ГЛУБИННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В БАЗАЛЬТОИДАХ (МЕГАКРИСТЫ ВЫ- СОКОГО ДАВЛЕНИЯ)	78
Клинопироксен	79
Гранат	91
Слюда	99
Спидин	107
Санидин	108
Мегакристовые ассоциации как признаки глубинного фракционирования щелочно- базальтоидных магм	117
Глава V	
ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ (ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ)	122
Некоторые вопросы систематики и номенклатуры	122
Закономерности распространения и условия нахождения	124
Петрографические особенности глубинных ксенолитов и взаимоотношения с вме- щающими базальтоидами	133

Глава VI

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ НАТРИЕВОЙ АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ (ДАРИГАНГА)	138
Шпинель-лерцолитовый парагенезис	142
Шпинель-вебстеритовый парагенезис	160
Шпинель-верлитовый парагенезис и пироксены мономинеральных ксенолитов	165
Типы ксенолитов	170

Глава VII

ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КАЛИЕВОЙ АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ (ХАНГАЙ, ДОЛИНА ОЗЕР)	173
Гранулитовые парагенезисы	174
Эклогитоподобный парагенезис	178
Эклогитовый парагенезис	181
Шпинельсодержащие парагенезисы ультраосновной ассоциации	185
Гранатсодержащие парагенезисы ультраосновной ассоциации	199

Глава VIII

СОДЕРЖАНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТАХ	205
--	-----

Глава IX

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ НИЗОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	217
Оценка $P-T$ условий образования ксенолитов по экспериментальным и расчетным данным	217
Фашии глубинных ксенолитов, состав и строение коры в верхней мантии в складчатых сооружениях Центральной Азии	223

Глава X

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ КАЛИЕВОЙ И НАТРИЕВОЙ АССОЦИАЦИЙ	235
Типы дифференциации серий вулканических пород	236
Калиевая ассоциация щелочных базальтоидов	247
Натриевая ассоциация щелочных базальтоидов	253
ВЫВОДЫ.	257
ЛИТЕРАТУРА	260
ПРИЛОЖЕНИЕ I	269
ПРИЛОЖЕНИЕ II	295

ГАРЧИГ

ОРШИЛ	5
Бүлэг I	
МОНГОЛ ОРНЫ КАЙНОЗОЙН БАЗАЛЬТЫН АССОЦИАЦИЙН ГОЛ ТӨРЛУУДИЙН ГЕОЛОГ-ПЕТРОГРАФИЙН ТОДОРХОЙЛОЛТ	9
Калийн шүлтэт базальтоидын ассоциаци	11
Хаяггайн галт уулын муж	16
Нуурын хондийн галт уулын муж	23
Лейцитэт базальтоидын тархалтын онцлог	25
Натрын шүлтэт базальтоидын ассоциаци (Дарьгангын галт уулын муж)	27
Шултлэг ба толент чулуулгийн ассоциаци (Халх голын галт уулын муж)	30
Шохойлог-шүлтэт базальтын ассоциаци (Завханы галт уулын муж)	31
Бүлэг II	
МОНГОЛ ОРНЫ КАЙНОЗОЙН ВУЛКАНОГЕН ЧУЛУУЛГИЙН ПЕТРОХИМИ	33
Судалгааны материалыг боловсруулах аргачлал	34
Монголын кайнозойн базальтын гол ассоциациудыг харцуулсан ерөнхий тодорхойлолт	35
Калийн шүлтэт базальтоидын ассоциаци	36
Натрын шүлтэт базальтоидын ассоциаци	45
Шултлэг ба толент чулуулгийн ассоциаци	48
Шохойлог-шүлтэт базальтын ассоциаци	52
Монгол орны базальтоидыг Төв Азийн шүлтлэг бүсийн галт уулын бусад мужууд дахь кайнозойн базальтоидтой харьцуулах нь	54
Бүлэг III	
МОНГОЛЫН КАЙНОЗОЙН ШУЛТЛЭГ БАЗАЛЬТОИД ДАХЬ ХОВОР ЭЛЕМЕНТИЙН ТАРХАЛТ	61
Бүлэг IV	
БАЗАЛЬТОИД ДАХЬ ГУНИЙ ГАРАЛТАЙ ЭРДСИЙН ШИГТГЭЭ (ӨНДӨР ДАРАЛТЫН МЕГАКРИСТ)	78
Клинопироксен	79
Гранат	91
Гялтгануур	99
Оливин	107
Санидин	108
Мегакрстын ассоциаци нь шүлтлэг базальтоидын маагмын гуний ялгарлын шинж тэмдэг мөн	117
Бүлэг V	
ГУНИЙ КСЕНОЛИТУУД (ЕРОНХИЙ ОЙЛГОЛТ)	122
Ангилал ба нэр томъёоны зарим асуудал	122
Орших нөцөл ба тархалтын зүй тогтол	124
Базальтоид дотор орших харьцаа ба петрографийн онцлог	133

Булэг VI

НАТРЫН АССОЦИАЦИ-Д ХАМААРАГДАХ ШУЛТЛЭГ БАЗАЛЬТОИДЫН ГУНИЙ КСЕ- НОЛИТУУД (ДАРЬГАНГА)	138
Шпинель-перидотын парагенезис	142
Шпинель-вебстеритын парагенезис	160
Шпинель-верлитын парагенезис ба дан пироксент чулуулаг	165
Ксенолитын торлууд	170

Булэг VII

КАЛИЙН АССОЦИАЦИ-Д ХАМААРАГДАХ ШУЛТЛЭГ БАЗАЛЬТОИДЫН ГУНИЙ КСЕ- НОЛИТУУД (ХАНГАЙ, НУУРЫН ХОНДИЙ)	173
Гранулитын парагенезис	174
Эклогит маягийн парагенезис	178
Эклогитов парагенезис	181
Шпинель агуулсан хэт суурилаг парагенезис	185
Гранат агуулсан хэт суурилаг парагенезис	199

Булэг VIII

ГУНИЙ КСЕНОЛИТЫН ХИМИЙН НАЙРЛАГ БА ХОВОР ЭЛЕМЕНТИЙН ТАРХАЛТ .	205
---	-----

Булэг IX

ТОВ АЗИЙН АТРИАТ БУС ДЭХЬ ДЭЭД МАНТИЙ БА ЭХ ГАЗРЫН ЦАРЦАСЫН ДООД ХЭСГИЙН ТОГГОЦ БҮРЭЛДХУУН	217
Туршилт, тооцооллоор ксенолитын уусэх нөхцлийн P-T г унэлсэн нь	217
Гуний ксенолитын фациуд ба Төв Азийн атриат бүсийн дээд мантий ба царцдасын тогцот, бүрэлдхуун	223

Булэг X

МОНГОЛЫН ШУЛТЛЭГ БАЗАЛЬТОИДЫН ГАРАЛ УУСАЛ	235
Вулканоген чулуулгуудын тогтолцоо дахь дифференацийн терлууд	236
Шултлэг базальтоидын калийтай ассоциаци	247
Шултлэг базальтоидын натрийтай ассоциаци	253
Д ГНЭЛТ	257
НОМ ЗУЙ	262
ХАВСРАЛТ	269

CONTENTS

INTRODUCTION	5
Chapter I	
THE GEOLOGICAL AND PETROGRAFICAL CHARACTERISTICS OF THE MAIN TYPES OF CENOZOIC BASALTIC ASSOCIATIONS	9
Association of the potassic alkaline basaltoids	11
Khangay volcanic area	16
Valley of Lakes volcanic area	23
Peculiarities of distribution of Leucitic basaltoids	25
Association of the soda alkaline basaltoids (Dariganga volcanic area)	27
Association of the alkaline and tholeitic rocks (Khalkhin-gol volcanic area)	30
Association of the calc-alkaline basalts (Dzabkhan volcanic area)	31
Chapter II	
PETROCHEMISTRY OF CENOZOIC VOLCANIC ROCKS	33
Remarks on the methods of investigations	34
General comparative characteristics of the chief basaltic associations in Mongolian Cenozoic group	35
Association of the potassic alkaline basaltoids	36
Association of the soda alkaline basaltoids (Dariganga volcanic area)	45
Association of the alkaline and tholeitic rocks (Khalkhin-gol volcanic area)	48
Association of the calc-alkaline basalts (Dzabkhan volcanic area)	52
Comparison of Mongolia basaltoids with Cenozoic basaltoids in other volcanic areas of Central Asia alkaline province	54
Chapter III	
DISTRIBUTION OF THE TRACE ELEMENTS WITHIN CENOZOIC ALKALINE BASALTOID	61
Chapter IV	
DEEP MINERAL INCLUSIONS IN BASALTOID (HIGH-PRESSURE MEGACRYSTS)	78
Clinopyroxene	79
Garnet	91
Mica	99
Olivine	107
Sanidine	108
Megacrysts associations as the evidences of the deep fractionation of the alkaline basaltoid magmas	117
Chapter V	
DEEP XENOLITHS (GENERAL STATEMENTS)	122
Some questions of systematization and nomenclature	122
Distribution regularities and the conditions of localization	124
Petrographic features and relations with host basalts	133
Chapter VI	
DEEP XENOLITHS FROM THE SODA ASSOCIATION OF ALKALINE BASALTOIDS (Dariganga)	138
Spinel-hercynitic paragenesis	142
Spinel-websteritic paragenesis	160
Spinel-wehrlic paragenesis and pyroxenes of the monomineral xenoliths	165
Types of the xenoliths	170

Chapter VII	
DEEP XENOLITHS FROM THE POTASSIC ASSOCIATION OF ALKALINE BASALTOIDS (Khangay, Valley of Lakes)	173
Granulite paragenesis	174
Eclogite-similar paragenesis	178
Eclogite paragenesis	181
Spinel-bearing paragenesis of ultramafic association	185
Garnet-bearing paragenesis of ultramafic association	199
Chapter VIII	
CONTENTS OF THE PRINCIPAL AND TRACE ELEMENTS WITHIN DEEP XENOLITHS	205
Chapter IX	
COMPOSITION AND CONSTITUTION OF THE CONTINENTAL BOTTOM CRUST AND UPPER MANTLE WITHIN FOLDED REGIONS OF CENTRAL ASIA	217
Estimation of the P-T conditions of xenoliths formation on the experimental and calcu- lation data	217
Facies of the deep-seated xenoliths, composition and constitution of the crust and up- per mantle in the folded regions of Central Asia	223
Chapter X	
GENESIS OF THE ALKALINE BASALTOIDS OF THE POTASSIC AND SODA ASSOCIA- TIONS	235
Differentiation types of rocks of volcanic series	236
Potassic association of alkaline basalts	247
Soda association of alkaline basalts	253
CONCLUSIONS	257
REFERENCES	260
SUPPLEMENTS	269

Валентина Валентиновна Кебезинская

**КАЙНОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ МОНГОЛИИ
И ИХ ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ**

*Утверждено к печати Советско-Монгольской научно-исследовательской
геологической экспедицией*

Редактор *И.П. Палей*. Редактор издательства *Н.М. Митяшова*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*. Технический редактор *Н.А. Посканина*

ИБ № 16321

Подписано к печати 27.02.79. Т – 02672. Формат 70x108 1/16. Бумага офсет. № 1
Усл. печл. 27,3+0,1 вкл. Уч.-издл. 26,3. Тираж 800 экз. Тип. зак. 935 Цена 4 руб.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 94а;
Орлена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12