



А.Я.САЛТЫКОВСКИЙ, Ю.С.ГЕНШАФТ

ГЕОДИНАМИКА
КАЙНОЗОЙСКОГО
ВУЛКАНИЗМА
ЮГО-ВОСТОКА
МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ОРДЕНА ЛЕНИНА
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
им. О.Ю. ШМИДТА

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЬЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХУРЭЭЛЭН

ЛЕНИНИЙ ОДОНТ О.Ю. ШМИДТИЙН
НЭРЭМЖИТ ДЭЛХИЙН ФИЗИКИЙН
ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

SCHMIDT'S INSTITUTE
OF PHYSICS OF THE EARTH

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL
INSTITUTE



А.Я. САЛТЫКОВСКИЙ, Ю.С. ГЕНШАФТ

БНМАУ-ЫН ЗҮҮН-ӨМНӨД
НУТГИЙН ШИНЭ
ТӨРМӨЛИЙН ЭРИНИЙ
ВУЛКАНИЗМЫН ГЕОДИНАМИК

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 42

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨН:

Н.С. Зайцев, Бнмау-ын Шуа-ийн сурвалжлагч гишүүн *Б. Лувсанданзан*,
академич *В.В. Меннер*, *В.Г. Гербова*, академич *А.В. Пейве*,
Зсбнху-ын Шуа-ийн сурвалжлагч гишүүн *П.П. Тимофеев*, *О. Төмөргогоо*,
академич *А.Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ:

Н.С. Зайцев, Зсбнху-ын Шуа-ийн сурвалжлагч гишүүн *Н.В. Соболев*

1985

“НАУКА” ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

А.Я. САЛТЫКОВСКИЙ, Ю.С. ГЕНШАФТ

ГЕОДИНАМИКА
КАЙНОЗОЙСКОГО
ВУЛКАНИЗМА
ЮГО-ВОСТОКА МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 42

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

Н.С. Зайцев, член-корреспондент АН СССР Н.В. Соболев

1985

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА

A.Ja. SALTYKOWSKY, Ju.S. GENSHAFT
CENOZOIC GEODYNAMICS OF VOLCANISM
OF THE SOUTH-EAST MONGOLIA

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 42

Editorial board:

N.S. Zaitsev, academician of the MPR Academy of Science *B. Luwsandanzan*,
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 editors:

N.S. Zaitsev, corresponding member of the USSR Academy of Sciences *N.V. Sobolev*

В книге обобщены данные по геологии, вещественному составу и структурному положению вулканогенных образований, а также глубинных включений в них, юго-восточной части МНР. Установлено последовательное развитие пород толеитовой и щелочнобазальтовой серий. Показано, что источником магматической активизации плато Дариганга в кайнозой является динамическое взаимодействие в системе аномальная мантия – астеносфера – литосфера.

Табл. 28. Ил. 49. Библ. 167 назв.

Рецензенты:

Л. П. Зоненшайн, А. Н. Леонтьев

ВВЕДЕНИЕ

Среди многочисленных ареалов кайнозойского вулканизма на территории Монголии по масштабу площадного проявления прежде всего обращает на себя внимание плато Дариганга площадью более 10000 км², лежащее в юго-восточной части страны (рис. 1). Поскольку это плато представляет собой лишь северо-западный край обширной вулканической области, большая часть которой расположена в Китае, следует признать, что оно является крупнейшим ареалом кайнозойского вулканизма в пределах Центральной и Восточной Азии. Кроме того, структурное положение этого плато между типично внутриконтинентальными районами вулканизма Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и Центральной Монголии (составляющими вместе Байкало-Монгольский регион – БМР), с одной стороны, и тяготеющими к тихоокеанской окраине Азии вулканическими полями Восточного Китая, советского Приморья и Дальнего Востока – с другой, дает основание для поисков в данном районе геодинамических особенностей развития вулканизма, присущих тектоно-магматической активности в пределах стабильных платформенных структур и подвижных зон, переходных от континентов к океанам.

Наиболее значительные успехи в изучении плато Дариганга связаны с работами совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Первое крупное обобщение результатов исследования продуктов вулканизма на Дариганге было выполнено В.В. Кепежинским [58], выделившей здесь типичную ассоциацию натриевых щелочных базальтоидов, отличающуюся от ассоциации калиевых щелочных базальтоидов центральных районов Монголии (Хангая, Долины Озер и др.). Наряду со щелочными базальтоидами В.В. Кепежинская выделяла на Дариганге и толеитовые производные щелочнобазальтовой магмы. На основании традиционных петрологических взглядов о глубинном влиянии *PT*-условий на тип щелочности магм, выплавляемых в мантии, было высказано предположение, что натриевые магмы Дариганги сформированы на меньших глубинах, чем калиевые магмы Центральной Монголии. Петрохимическое разнообразие базальтоидов рассматривалось как результат глубинного кристаллизационного фракционирования магм [58, 59]. Подчеркивалось существенно разное строение глубинных зон земной коры и верхней мантии под Даригангой и под Хангаем.

В недавно опубликованной работе [93] показано, что накопленный к настоящему времени фактический материал заставляет во многом по-иному рассматривать геодинамическую историю развития региона в позднем кайнозое, соотношения глубинных условий выплавления магм различной щелочности и разных величин K_2O/Na_2O . К наиболее значительным, на наш взгляд, достижениям новейших исследований на Дариганге относятся установленные в вулканиках глубинные включения кимберлитовидного типа, среди которых относительно широко распространены пикроильмениты и гранатовые ультрабазиты. Петрохимические ассоциации вулканических пород Дариганги были детально проанализированы и прослежены закономерности их временного развития.

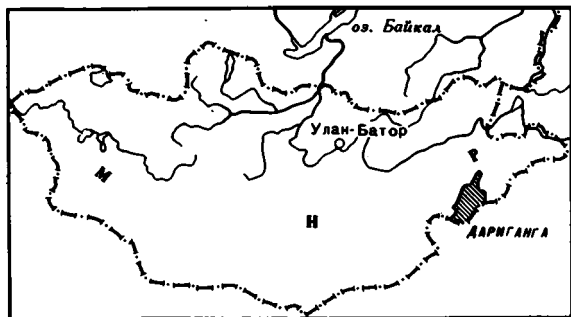


Рис. 1. Схема положения базальтового плато Дариганга на территории Монголии

За короткое время, прошедшее после выхода из печати работы [93], нами получено много новых детальных данных по составам минералов включений гранатовых и шпинелевых ультрабазитов, двупироксеновых гранулитов, пироксенитов, мегакристаллов граната, полевых шпатов, моноклинных пироксенов, пикроильменита в базальтоидах Дариганги. Среди мегакристаллов был установлен циркон. Петрохимическое изучение вулканитов по 143 образцам, выполненное ранее, было дополнено данными еще по 39 образцам. Петрохимические типы базальтоидов были переопределены на новой основе, включая нормативный апатит (в работе [93] при пересчете на нормативный состав содержание фосфора не учитывалось), что позволило уточнить их объемные соотношения и распределение по площади.

В настоящей работе обсуждаются некоторые проблемы петрохимической классификации изверженных пород, имеющей исключительное значение для сопоставления магматических пород и серий из различных вулканических провинций Земли. Фактические данные дополнены результатами геохимического изучения мегакристаллов.

Одним из существенных элементов геодинамического анализа является оценка глубинных температурных условий, которые фактически определяют эндогенный режим структуры. Поэтому мы уделили большое внимание уточнению глубинной геотермы по данным минеральной геотермометрии. Таким образом, предлагаемая читателям монография значительно отличается от предыдущей комплексом фактических данных, в большей мере обосновывающим наши выводы.

В основу этой работы положены материалы полевых и лабораторных исследований, выполненных авторами в течение 1976–1984 гг. в составе Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Петрохимические и геохимические данные были получены в центральной лаборатории Укрчерметгеологии, лабораториях ВСЕГЕИ и ЦНИГРИ. Исследования минералов глубинных включений, мегакристаллов и вмещающих вулканических пород проведены авторами в Институте физики Земли (ИФЗ) АН СССР на рентгено-спектральном микроанализаторе "Самебах" с использованием методов сканирующей электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа, описанного ранее [17, 26]. В этих исследованиях постоянное содействие оказывали А.К. Гапеев, Д.М. Дашевская, В.А. Цельмович, А.И. Козерин и другие сотрудники Геофизической обсерватории Борок. Экспериментальное изучение физических и физико-химических свойств образцов пород и минералов было проведено в группе экспериментальных исследований лаборатории геодинамики ИФЗ АН СССР при непосредственном участии В.А. Борзунова, Д.И. Вайнера, С.А. Милютина, М.Н. Таранца. Результаты работы обсуждались совместно с А.Ф. Грачевым, оказавшим помощь в математической обработке аналитических данных. Переопределение петрохимических типов вулканических пород Дариганги выполнено благодаря активной помощи Н.Ю. Генштафт. Вопросы возрастного расчленения базальтоидов Дариганги обсуждались с сотрудниками экспедиции Е.В. Девяткиным, Н.А. Кориной, В.Ф. Шуваловым. При рассмотрении проблем тектоники и геологического развития различных районов Монголии, включая Дариган-

гу, ценными для авторов были постоянные консультации Н.С. Зайцева, Л.П. Зоненштейна, З. Бала. В интерпретации гравиметрических данных большую помощь оказал М.Е. Артемьев. Минералогические исследования выполнялись при участии и содействии И.Е. Каменцева, Т. Намсрая и Ф.В. Каминского. Большую помощь в получении геохимических данных оказали М.И. Розинов, Э.А. Багдасаров (ВСЕГЕИ) и И.П. Илупин (ЦНИГРИ). Выполнению данной работы способствовало постоянное внимание, оказанное авторам член-корреспондентом АН СССР В.В. Белоусовым. Всем упомянутым товарищам мы выражаем свою глубокую благодарность.

В настоящей работе приняты условные обозначения: Аб – альбит, Альм – альмандин, Ан – анортит, Ап – апатит, Вол – волластонит, Гем – гематит, Гр – гранат, Грос – гроссуляр, Ди – диопсид, Ил – ильменит, Кпх – моноклинный пироксен, Мт – магнетит, Неф – нефелин, Ол – оливин, Опх – ромбический пироксен, Орт – ортоклаз, Пир – пироп, Ст – стекло, Фа – фаялит, Фс – ферросилит, Шп – шпинель, Эн – энстатит, f – железистость: $\Sigma \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ мол. (ат.) %, K_D – коэффициент распределения, БМР – Байкало-Монгольский регион, БРЗ – Байкальская рифтовая зона, ИНАА – инструментальный нейтронно-активационный анализ, РЗЭ – редкоземельные элементы, РСМ – рентгеноспектральный микроанализ.

ГЛАВА I

ГЕОЛОГИЯ ПЛАТО ДАРИГАНГА

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Первые сведения о Дариганге появились после того, как в 1869 г. этот район посетили братья Бутины, которые прошли из Нерчинского округа в Далай-Нур. В 1871 г. они опубликовали свои впечатления о посещении Восточной Монголии и впервые сообщили о наличии на Дариганге вулканов [7]. Научные исследования и сбор различных коллекций в экспедиции Бутиных проводил А.М. Ломоносов, а его дневники и образцы пород были обработаны известным геологом И.В. Мушкетовым, который особое внимание уделил описанию базальтов, лимбургитов и тахилитов [73].

Позднее, в 1871–1872 гг., из Нерчинска в Китай прошел П.А. Равинский, который писал, что "вулканическая деятельность когда-то сильно проявила себя в области, занимаемой теперь Монголией" [87, с. 649]. Настоящих кратеров этот исследователь не видел (по его собственному заключению), но "лавы встречались здесь в изобилии".

Значительно пополнились знания о вулканическом плато Дариганга в первой половине XX столетия, после того как в 1925 г. по поручению Комитета наук МНР Б.С. Домбровский [38] совершил продолжительный маршрут по Восточной и Центральной Монголии. Он собрал большую коллекцию вулканических пород (около 150 образцов), петрографическое описание которых с последующей систематизацией в книге "Базиты Монголии" было сделано А.В. Арсентьевым [2]. Среди вулканитов он выделил лимбургиты, базальты и андезито-базальты. На Дариганге Б.С. Домбровский совместно с П.Е. Архиповой впервые собрал фауну млекопитающих, относящихся к миоценому, и показал на карте Монголии ряд вулканических конусов, среди которых был Дзотол-Хан-Ула.

Летом 1927 г. на Дариганге работал В.А. Казакевич, проводивший этнолингвистические исследования. Он писал о намогильных статуях, сделанных из вулканического туфа, привел общее описание вулкана Алтан-Обо, или Дари-Обо ("главная святыня" в этом районе). Об этом вулкане В.А. Казакевич писал: "Это потухший вулкан, каких много на Дариганге, кратер которого проломлен с северо-западной стороны почти до самого подножия; порода, составляющая вершину — коричневая пемза, появляющаяся на поверхности в виде отдельных скал и камней" [54, с. 59]. В том же году на Дариганге побывал Н.Н. Лебедев, проводивший почвенно-географические работы, а в 1931 г. — Е.Г. Победимов, который в своем отчете упоминал о потухших вулканах, один из которых (Баян-Тологой) он посетил [82].

Только в 1943 г. после большого перерыва возобновляются исследовательские работы на территории Монголии. Их проводит Ю.С. Желубовский [43, 44], а геологическим изучением Восточной Монголии занимаются Н.А. Маринов, Н.Е. Невзоров, А.И. Перельман, Р.А. Хасин и др. [69]. В 1944 г. на Дариганге работает географическая экспедиция Комитета наук МНР под руководством Э.М. Мурзаева, который впервые дал физико-географическое описание района и одного из вулканических

конусов — Дэотол-Хана (1425 м) [72]. Э.М. Мурзаев полагал, что вулканические образования плато Дариганга относятся к молодому, четвертичному этапу, причем в доказательство этого он привел не только геоморфологические данные, но и этимологические, объясняющие происхождение названия "Дариганга". "Дари" по-монгольски означает "порох, взрывчатый", "ганг" — "береговой обрыв, пропасть, уступ"; вместе эти слова означают "взрывающийся обрыв", а в переносном смысле — "взрывающаяся гора-вулкан". Не исключено, как считал Мурзаев, что вулканы Дариганги извергались в древнеисторическое время, и в этом случае название плато является топонимическим отзвуком извержений, происходивших на глазах древних обитателей страны.

Э.М. Мурзаев, пожалуй, первым из исследователей Дариганги отметил, что этот вулканический район является связующим звеном между позднейшими вулканическими проявлениями в северо-восточном Китае и кайнозойским вулканизмом Монголии (Хангай, Гобийская зона и т.д.). Отмирание вулканизма в Центральной Азии шло, по его мнению, очевидно, с запада на восток, так как современные вулканы известны в пределах Тихоокеанского кольца. В Маньчжурии активные вулканы наблюдались в XVIII в. Об этом подробно писал В.А. Обручев, характеризуя вулканическую область Большого Хингана [76].

В 1949 г. впервые на Дариганге специальные вулканологические исследования проводил В.И. Влодавец, который показал, что большая часть вулканов плато (а их он насчитал 222) приурочена к линиям северо-восточного направления, совпадающим с общим структурным рисунком юго-восточной части МНР [9, 10]. В.И. Влодавец отмечал насыщенность этой территории вулканическими конусами; так, один вулкан приходится на 32 км², а если рассматривать вулканы вдоль отдельных линий, то один вулкан приходится на 1,5 км. Он предположил, что излияния базальтовой лавы были связаны с трещинами, позднее закупоренными этой же лавой; более поздние излияния происходили по вновь возникавшим трубообразным каналам. В.И. Влодавец, подтверждая предположение Э.М. Мурзаева о четвертичном возрасте базальтов, приводит следующие факты. В урочище Баин-Булак базальтовый поток залегает на самой низкой речной террасе. Об этом же свидетельствует прекрасно сохранившаяся форма вулканических шлаковых конусов, а также морфология поверхности лавовых потоков. В.И. Влодавец привел высказывания местных аратов о том, что каждую зиму из одной "норы", находящейся в кратере Сэнджитийн-Ундэр, выделяется пар [9].

В 60-х годах начинается новый этап в изучении Юго-Востока МНР. Он был связан с проведением планомерных комплексных геологических исследований на всей территории страны советскими геологами совместно с монгольскими специалистами. В ходе этих работ были уточнены границы распространения молодых (преимущественно кайнозойских) вулканитов, очерчены временные рамки тектонической активизации на юго-востоке страны, изучены петрографический состав и петрохимическая специфика базальтов, заложены основы их стратиграфического расчленения; появились первые сведения о глубинных ксенолитах в базальтах Дариганги. Так, с 1963 по 1967 г. в МНР работает большая группа специалистов НИИзарубежгеологии под руководством Н.А. Маринова и Р.А. Хасина, а с 1967 г. начинаются исследования Совместной Советско-Монгольской комплексной научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР под руководством академика А.Л. Яншина и Н.С. Зайцева, в задачу которой входят разработка многочисленных теоретических проблем геологии страны и решение ряда практических вопросов, непосредственно связанных с нуждами народного хозяйства.

В это же время продолжает публиковать результаты своих работ на Дариганге В.И. Влодавец [11, 12], который впервые описывает глубинные включения в породах вулканического плато; петрографию и химический состав некоторых образцов вулканических пород Дариганги приводит В.П. Еремеев [41]. Некоторые данные по геоморфологии Дариганги и неотектоники Юго-Востока МНР содержатся в монографии Е.И. Селиванова [99]. Общие сведения о строении вулканов, в возрасте и составе базаль-

тов северной части плато были систематизированы в монографии "Геология Монгольской Народной Республики", т. 1 и 2 [29].

В начале 70-х годов на Дариганге впервые были проведены палеомагнитные исследования, задачей которых являлось расчленение вулканитов по возрасту [63]. Эти работы показали, что каждая из генераций изученных базальтов (исследовался главным образом западный фрагмент плато) отличается по направлению намагниченности. Авторы — Н.А. Корина, М.А. Певзнер и В.П. Чичагов [63] — пришли к выводу о доплейстоценовом возрасте обратно намагниченных базальтов северо-западной части Дариганги. Прямо намагниченные вулканиты юго-востока плато залегают на обратно намагниченных; они могут быть как плиоценовыми, так и плейстоценовыми.

С 1970 г. начинается следующий, продолжающийся по настоящее время этап вулканологических исследований на Дариганге: детальные геолого-петрологические работы проводятся В.В. Кеpezинским, А.Я. Салтыковским, Ю.С. Геншафтом, Ф.В. Каминским, А.А. Храповым, Т. Намсраем и др. Итогом изучения кайнозойского вулканизма на территории МНР явилась монография В.В. Кеpezинским [58], которая к тому времени представляла собой подробную сводку по петрологии кайнозойских базальтов и содержащихся в них глубинных включений Монголии, в том числе и Дариганги. Эта работа посвящена петрологическому изучению базальтоидов, включений мегакристаллов высокого давления и глубинных ксенолитов, в ней приведены геохимические и минералогические характеристики пород и минералов. По петрохимическим критериям В.В. Кеpezинским отнесла кайнозойские базальты Дариганги к натриевой серии базальтоидов в отличие от синхронных им по времени вулканитов Центральной Монголии (от Хангайского нагорья до Гобийского Алтая), принадлежащих к калиевой серии [58].

А.Я. Салтыковский и Ю.С. Геншафт впервые попытались оценить условия формирования базальтовой магмы под Даригангой на основании результатов петрологического эксперимента при высоких *PT*-условиях [91]. Плавление образцов базальта Дариганги проводилось при давлениях до 30 кбар, что соответствует глубинам около 100 км. Было показано, что щелочнобазальтовый расплав существует при температурах не ниже 1200°С.

Детальное изучение глубинных включений из базальтов Дариганги и других вулканических районов МНР, данные по экспериментальной петрологии (в том числе упомянутые результаты изучения реального базальта Дариганги [91]), а также анализ немногочисленного геофизического материала позволили подойти к построению вещественной модели глубинного строения и глубинных процессов Юго-Востока Монголии в кайнозое [15, 16, 19, 58, 96].

Большое значение для понимания структурного положения плато Дариганга имела статья Ю.М. Клейнера, Ф.Я. Коринова и Р.А. Хасина [61], в которой приведены результаты морфоструктурного анализа, основанного на изучении геологических данных, а также космических снимков, топографических, тектонических и геологических карт. Авторами этой работы были выделены кольцевые и линейные морфоструктуры различного таксономического ранга, возраста и сохранности; их формирование, по-видимому, было обусловлено сложным взаимодействием новейших вулканических структур разного типа и обновлявшихся древних разломов.

В 1980 г. Ф.В. Каминский и А.А. Храпов публикуют статью по общей характеристике плато Дариганга [57], где описывают некоторые глубинные включения и вмещающие базальты. При штиховом опробовании Ф.В. Каминский впервые на Дариганге обнаружил пиропы, встречающиеся на некоторых вулканах в виде аксессуарных минералов (вулканы Майхант, Ац-Улан, Хагдат-Хурэ-Тологой и др.). Сведения о гранат-содержащих включениях в базальтах Дариганги ранее были приведены В.И. Владовцем [11], однако в течение долгого времени подобные породы не были встречены в продуктах вулканизма этого региона [58].

Находки гранат-шпинелевых лерцолитов в базальтах Дариганги позволили авторам настоящей работы прийти к выводу, что глубины формирования щелочнобазальтовой

магмы не меньше тех, которые соответствуют зоне перехода от шпинелевой к гранатовой фации лерцолитов [23].

В эти же годы на Дариганге среди включений впервые были обнаружены мегакристаллы ильменита, количество которого иногда было соизмеримо с количеством мегакристаллов моноклинного пироксена (например, в породах вулкана Думд-Нарт-Ула) [26]. Были проведены детальные рентгеноструктурные и химические исследования мегакристаллов полевых шпатов из базальтов Дариганги [55], позволившие получить принципиально новые данные об особенностях состава и структурного состояния минералов. Резко зональное строение многих мегакристаллов полевых шпатов свидетельствовало о существенных и быстрых изменениях физико-химических условий в ходе эволюции магмы.

Анализ петрологического и петрохимического материала по кайнозойским вулканикам БМР позволил предварительно определить место Дариганги в общей схеме локализации кайнозойских ареалов вулканизма Центральной Азии [15]. В отличие от районов, тяготеющих к центральной части МНР и флангам БРЗ, плато Дариганга относится, скорее всего, к зоне высокой тектоно-магматической активности Китая и советского Дальнего Востока.

Учитывая важность проблемы изучения внутриконтинентального вулканизма, примерами которого являются БРЗ, Хангай (Центральная Монголия) и Дариганга, в ИФЗ АН СССР были проведены комплексные исследования на базальтах и глубинных включениях из этих районов. Итоги выполненных работ были подведены в ноябре 1980 г. на специальном семинаре [95]. Почти все данные по геоморфологии плато Дариганга, имеющиеся в настоящее время, были систематизированы в вышедшей в 1982 г. монографии "Геоморфология Монгольской Народной Республики" [30]. Дариганга рассматривается здесь как элемент рельефа крупной Восточно-Монгольской равнины, которая расположена между отрогами Хэнтэя на северо-западе и Большого Хингана на юго-востоке.

Наши наблюдения последних лет существенно дополняют уже известные петрологические данные по базальтовому вулканизму Дариганги, при этом новые результаты заставили нас пересмотреть ряд принципиальных положений предыдущих работ. Это касается прежде всего временной последовательности в проявлении различных петрохимических типов базальтов и их генетических соотношений. Анализ немногочисленных особенностей геофизических полей по Центральной Азии в совокупности с новыми данными по вулканизму Дариганги позволил авторам подойти к построению геодинамической модели этого региона путем сопоставления ее с геодинамикой других вулканических областей.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДАРИГАНГИ

Вулканическое плато Дариганга является крупнейшим элементом морфоструктуры в юго-восточной части Монгольской Народной Республики. За последние годы благодаря тематическим исследованиям, проведенным на Дариганге и в некоторых других районах Юго-Восточной Монголии, прилегающих к базальтовому плато, появилась возможность подойти к пониманию основных особенностей геоморфологического строения этого региона. Результаты этих работ отражены на геоморфологической карте МНР масштаба 1 : 1500000 (под ред. Н.А. Флоренсова и С.С. Коржуева), а также в монографии "Геоморфология Монгольской Народной Республики", являющейся объяснительной запиской к этой карте [30]. Последняя содержит почти все сведения по геоморфологии МНР, имеющиеся к настоящему времени.

Основные элементы рельефа Юго-Восточной Монголии, скорее всего, предопределены тектонической структурой региона, особенностями строения и состояния докайнозойского фундамента (стабильностью, раздробленностью, наличием разломов и т.п.), а также характером поверхностей выравнивания.

На кайнозойском этапе развития Восточная Монголия характеризовалась малоко́нтрастным тектоническим режимом; это привело к формированию поверхностей выравнивания, которые в конце неогена и в четвертичное время были частично или полностью уничтожены вследствие общего неравномерного поднятия всего региона. Подобные поверхности сохранились лишь на относительно приподнятых участках денудационных равнин, где они имеют вид крупных водораздельных уровней [30].

Геоморфологическое строение базальтового плато нельзя понять без анализа данных о характере и специфике развития всей Юго-Восточной Монголии. Главными геоморфологическими элементами этой части страны, а также прилегающих областей Китая являются отроги Большого Хингана, имеющего меридиональное простирание, и хр. Нукут-Дабан, протягивающегося в северо-восточном направлении. Эти хребты не связаны между собой и разделены крутой котловиной. Несмотря на определенные различия, хребты Большого Хингана и Нукут-Дабана подвергались процессам глубокого размыва и пенепленизации с появлением денудационных равнин, глубоких долин (например, Нумургин-Гол — приток р. Халхин-Гол — и др.) и мелкосопочников, а также отдельных, изолированных островных гор. Судя по имеющимся данным, рельеф Восточной Монголии достаточно сложен, так как именно здесь смыкаются и выклиниваются различные структурно-орографические элементы, отличающиеся в первую очередь своими простираниями (рис. 2).

Возможно, об этой сложности свидетельствует и необычное соотношение между современной морфоструктурой Тамцакской впадины, расположенной к северо-востоку от Дариганги, и рельефом кровли ее складчатого основания, построенного по геофизическим данным, которые отмечал Р.А. Хасин. Несмотря на совпадение простираний элементов морфоструктуры и структур кровли фундамента, в расположении положительных и отрицательных новейших и древних структур нет сходства. Поднятию Тамцакской впадины в рельефе фундамента соответствует преимущественно депрессионная зона с максимально глубоким залеганием его поверхности. В то же время Буирнурская пониженная равнина (см. рис. 2, цифра 17 в кружке) расположена над площадью регионального максимума силы тяжести, соответствующего выступу фундамента. Этот факт, по-видимому, свидетельствует о том, что новейший структурный план Тамцакской впадины (см. рис. 2, 12) является наложенным на план древних структур, а перестройка тектонического режима произошла, скорее всего, на рубеже неогенового и четвертичного периода (т.е. в среднем—позднем плиоцене). В течение этого времени аналогичные события имели место по всей северной окраине Центральной Азии. Геологические данные, а также результаты дешифрирования космических снимков показали наличие в этом регионе огромного числа разломов, сочетание которых привело к образованию его глыбовой структуры. Современный рельеф Восточной Монголии мало контрастен, слабо дифференцирован. Он формировался в течение длительного промежутка времени в относительно спокойных тектонических условиях и поэтому к концу неогена был глубоко пенепленизирован [30].

На Дариганге рельеф отличается исключительной выровненностью, что хорошо проявилось почти на всей поверхности базальтового плато, а также на равнинах, прилегающих к нему с северо-востока и юго-запада (Тамцакская и Онгонская впадины — см. рис. 2, 12, 13). Поверхность пенеплена к настоящему времени приподнята и расчленена глубокими врезами оврагов, а покровы базальтов расположены на почти выровненной поверхности этого пенеплена [63].

С геологическими структурами связано расположение главных орографических элементов. Направления долин рек, хребтов, а также ареалов базальтового вулканизма (плато Дариганга) строго следуют разломам и зонам тектонических нарушений. Эти закономерности и создают своеобразие морфоструктуры региона в целом.

На формирование современного рельефа юго-восточной части Монголии, помимо тектоники, большое влияние оказывали и менявшиеся время от времени палеогеографические условия. В конце палеозоя почти на всей территории страны закончились геосинклинальные движения и образовалась достаточно мощная континентальная кора.

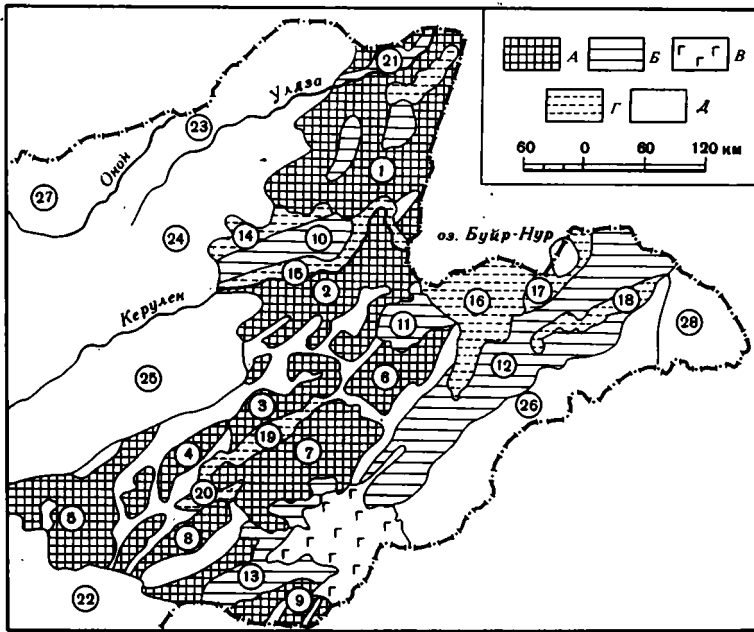


Рис. 2. Типы рельефа Восточно-Монгольской равнины и окружающих территорий [30]

А – денудационные цокольные равнины на палеозойских и ранне-мезозойских комплексах (1–9 – цифры в кружках): 1 – Северо-Керуленская, 2 – Южно-Керуленская, 3 – Барунурская, 4 – Уланбаянская, 5 – Дэлгэрэхская, 6 – Матадская, 7 – Асгатская, 8 – Баяндэлгэрская, 9 – Наранская; *Б* – пластовые равнины на верхнемеловых и неогеновых отложениях (10–13 – цифры в кружках): 10 – Чойбалсанская, 11 – Уланцэрэгская, 12 – Тамцагская, 13 – Онгонская; *В* – лавовое плато Дариганга; *Г* – аккумулятивные равнины (14–21 – цифры в кружках): 14 – Гольингольская, 15 – долины Керулена, 16 – Мэнэгийн-Тал, 17 – Буирнурская, 18 – Тамцагбулакская, 19 – Сухэбаторская, 20 – Холдзанская, 21 – Приторейская; *Д* – холмистые и наклонные равнины с солончаковыми депрессиями в пределах мезокайнозойских впадин (22–26 – цифры в кружках): 22 – равнинно-мелкосопочный рельеф Восточно-Гобийской впадины, низкогорно-холмистый рельеф: 23 – Эрэн-Даба, 24 – Керулен-Улдзинское междуречье, 25 – Среднехалхский район, 26 – Нукут-Дабан; горный рельеф: 27 – Хэнтэй, 28 – Большой Хинган

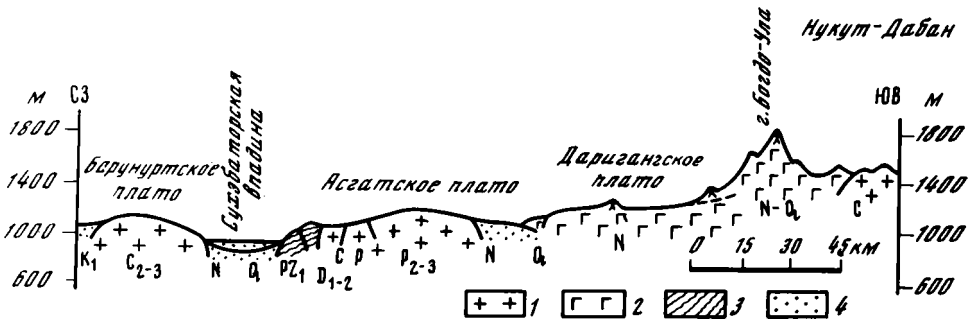


Рис. 3. Геолого-геоморфологический профиль через плато Дариганга и прилегающие к нему структуры по [30]

Типы пород: 1 – интрузивные, 2 – эффузивные основные, 3 – метаморфические, 4 – осадочные



Рис. 4. Ландшафтные виды плато Дариганга

а — кратер вулкана Дэотол-Хан-Ула; *б* — его лавовый поток; *в* — шлаковый конус вулкана Сэнджитийн-Ундэр; *г* — лавовый останец Хойт-Сэнджит-Чулу (к Ю-ЮЗ от вулкана Сэнджитийн-Ундэр); *д* — вид на плато Дариганга с вершины вулкана Шилийн-Богд-Ула; *е* — включение текстурированного шпинелевого перцолита в лаве вблизи вулкана Сэнджитийн-Ундэр

Поэтому именно с конца палеозоя вплоть до миоцена для большей части рассматриваемого региона был характерен этап длительного континентального развития и денудации без существенных тектонических преобразований; изменялась лишь палеогеографическая обстановка — от теплой и влажной в мезозое до аридной в кайнозое; это привело к размыву и пенепленизации палеозойских горных сооружений. На дневную поверхность были выведены древние, главным образом магматические и метаморфические породы, которые в дальнейшем подверглись денудации. Этот фундамент и стал позднее геолого-структурной основой для образования более позднего (кайнозойского) рельефа (рис. 3). Формирование современного лика Юго-Востока Монголии началось, по-видимому, в миоцене под действием активных тектонических процессов, сопровождавшихся мощным базальтовым вулканизмом. Плато Дариганга выражено в рельефе сла-



Рис. 4 (продолжение)

бволнистой поверхностью, на фоне которой четко выделяются многочисленные конусы вулканов, придавая рельефу плато особое своеобразие (рис. 4, а, б, в, д). Относительная высота вулканов повышается в направлении с северо-запада на юго-восток, наиболее крупными из них являются Их-Ула (1286 м), Барун-Яргойти-Ула (1434 м), Асхатэ-Ула (1298 м) в северной части плато, Баян-Цаган-Ула (1534 м), Шилийн-Богд-Ула (1777,5 м), Богд-Ула (1479 м) и другие в его южной части. Шилийн-Богд-Ула — самый высокий вулкан не только на Дариганге, но и на всем вулканическом плато, включая ту его часть, которая расположена на территории Китая. Весь массив базальтов (только на территории МНР) имеет протяженность с юго-запада на северо-восток около 250 км при ширине (с севера на юг) около 100 км. Площадь плато, залитая базальтами, составляет около 10000 км².

По подсчетам В.И. Влодавца [9], на Дариганге насчитывается 222 вулкана. Они мало затронуты современными процессами денудации и большей частью сохраняют свой первоначальный облик, хотя встречаются и сильно разрушенные аппараты с пологими и неглубокими кратерами (Баян-Цаган-Ула, Яргойти-Ула, Хуху-Обо, Гурбан-

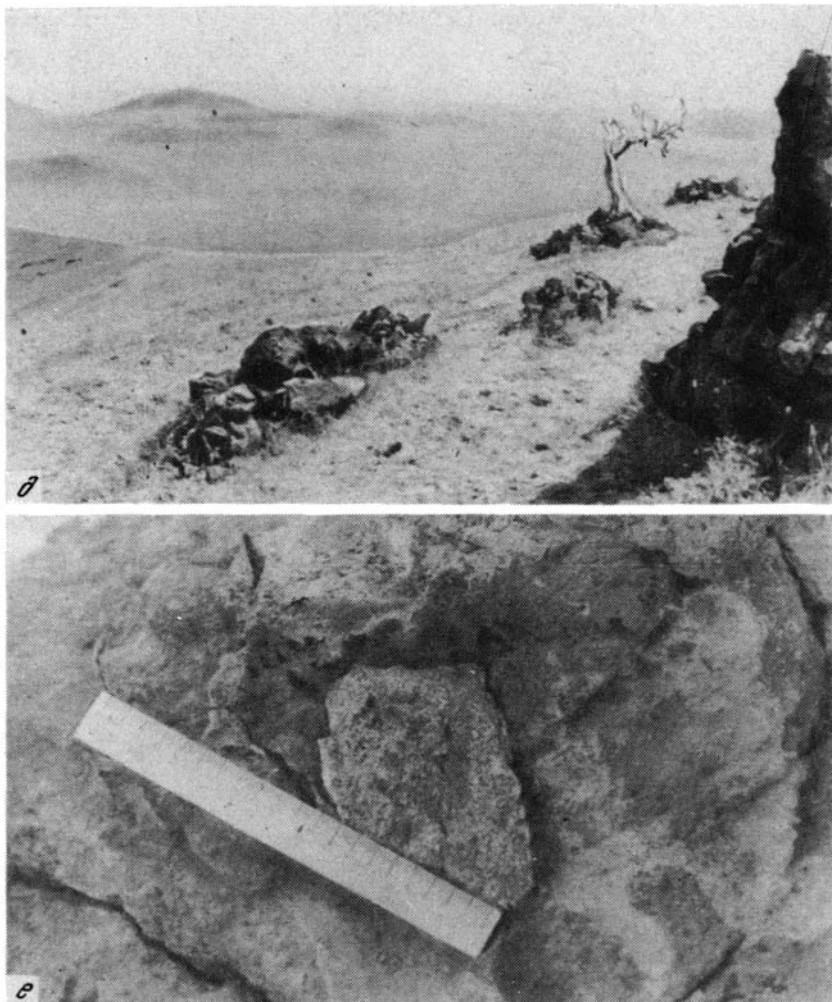


Рис. 4 (окончание)

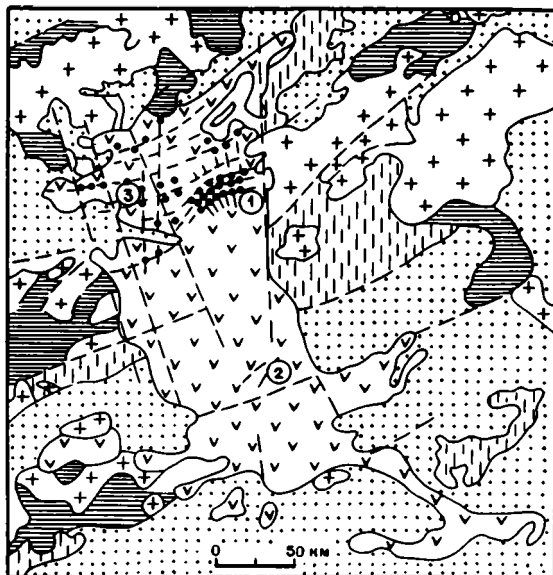
Хурду, Майхант и др. (см. рис. 4, а). К хорошо сохранившимся вулканам можно отнести Дзотол-Хан-Ула (второе название – Сутол-Хан-Ула), Цайдамин-Барун-Ундур, Мурэн-Ундур, Шилийн-Богдо-Ула, Душ-Ула, Ундур-Хурэтэ, Сальхитын-Ула, Богдын-Душ и др. Изредка на Дариганге встречаются куполовидные и пологие бескратерные щитообразные вулканы, достигающие в поперечном сечении около 100–150 м.

Дзотол-Хан-Ула – один из наиболее крупных вулканов в северо-восточной части плато – был описан Э.М. Мурзаевым [72]. Наши наблюдения, проведенные на этом вулкане в 1976 и 1983 гг., показали, что лавовый поток, вытекший из прорванной части кратера, сложен темно-серыми плотными лавами и шлаками черного и красного цвета, которые образуют прекрасные обнажения причудливой формы в западной и северо-западной стенке (см. рис. 4, б).

Вся поверхность Дариганги приподнята над уровнем моря в среднем на 1150–1300 м. Исследования, проведенные сотрудниками Советско-Монгольской экспедиции и НИЛзарубежгеологии, показали, что такая приподнятость вулканического плато обусловлена, по-видимому, не только аккумулятивным наращиванием его поверхности

Рис. 5. Схематическая геологическая карта плато Дариганга, по [61]

1 — осадочные и метаморфогенные породы палеозоя; 2 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы мезозоя; 3 — гранитоиды палеозоя и мезозоя; 4 — базальты; 5 — кайнозойские отложения; 6 — разрывные нарушения; 7 — вулканы. Цифры 1–3 в кружках — объяснение см. в тексте



базальтовыми лавами, но и поднятием всего района в результате тектонических (по нашему мнению, эндогенных) процессов. Это подтверждается и локализацией Дариганги на перемычке, соединяющей две крупные впадины Юго-Восточной Монголии — Тамцакскую и Восточно-Гобийскую (см. рис. 2, 12 и 22).

На новейшем этапе активизации в пределах плато проявились интенсивные тектонические движения, о чем свидетельствуют общее субмеридиональное простирание западного и восточного ограничений Дариганги (площадные и линейные морфоструктуры), мелкие формы рельефа на его поверхности и т.п. Активная неотектоника подтверждается и тем, что северо-западнее лавового плато, вне его пределов, располагаются наиболее приподнятые участки (до 1270 м) Баян-Дэлгэрской зоны поднятий (см. рис. 2, 8) [30].

В пределах плато в последнее время выделено довольно много кольцевых структур, которые хорошо фиксируются на аэрофото- и космических снимках, а также картируются в поле. Так, Ю.М. Клейнер и др. [61] описали крупную кольцевую морфоструктуру в северо-восточной части региона и прилегающих районах Китая (рис. 5, цифра 1 в кружке). Эта структура представляет собой три ступени, ограниченные широкими дугами с цепочками вулканов. Вулканы внутренней дуги возвышаются более чем на 1700 м над уровнем моря, а следующих двух — на 100–200 м ниже. Здесь же зафиксированы радиальные разломы, причем разломы северо-восточного направления выражены наиболее четко. Один из них проявляется в рельефе в виде крутого борта котловины оз. Мурий-Нур. На его северном продолжении расположена цепочка вулканических конусов. Еще одну вулканоструктуру, протягивающуюся на территорию Китая (см. рис. 5, цифра 2 в кружке), эти же авторы описали в южной части Дариганги. Она выражена небольшими дугами протяженностью в несколько десятков километров с серией уступов и приуроченных к ним вулканов высотой до 100 м над поверхностью плато. Третью вулканоструктуру (см. рис. 5, цифра 3 в кружке) эти авторы выделили у северо-западного края плато. Ю.М. Клейнер и соавторы пришли к выводу, что разломы северо-восточного направления, отмеченные цепочками вулканов, предполагаемые ранее и изображенные на всех изданных геологических картах, имеют форму дуг большой кривизны, отличающихся от субпрямолинейных разломов в докайнозойских комплексах фундамента. Такая трактовка линейности разломов Дариганги более правильна, так как все предыдущие исследователи проводили разломы СВ–ЮЗ направления строго по цепочкам вулканов. Геологически такие разломы в пределах плато почти не выражены. К сходным выводам относительно сложной конфигурации и разнонаправленности разломов пришли авторы работы [57].

На плато Дариганга встречается и другой тип вулканических морфоструктур — кальдеры — округлые, замкнутые в плане котловины с плоскими днищами, с крутыми

склонами бортов. В настоящее время эти образования заполнены небольшими озерами. Примерами могут служить оз. Удийн-Нур, диаметр которого достигает 5 км, и крупная впадина к северо-западу от оз. Далай-Нур в Китае с поперечником до 10 км. Глубина последней составляет около 150 м.

Можно предположить, что морфоструктура плато Дариганга могла быть сформирована в результате взаимодействия новейших вулканических структур различного типа и формы (кольцевых и линейных) и обновившихся древних разломов, которые обусловили сложный мозаичный рисунок палеозойско-мезозойского фундамента под базальтовым плоскогорьем на юго-востоке страны. Одной из примечательных особенностей базальтовых покровов на Дариганге является их ступенчатость, которая особенно четко проявлена в его западной части. Покровы формируются преимущественно в результате слияния потоков из отдельных вулканов часто с концами в виде крутых уступов. Н.А. Корина и др. [63] выделили две ступени восточнее вулкана Барун-Нэрэтэ-Ула (см. рис. 4), две ступени близ вулкана Дзун-Нэрэтэ и три – западнее горы Баян-Цаган. Такая же ступенчатость вулканических покровов наблюдается и в других частях Дариганги. Это лишний раз убеждает в том, что формирование плато происходило в течение нескольких временных интервалов. О перерывах в вулканической активности могут свидетельствовать горизонты тонкослоистых кварцевых песчаников, встречающихся в ступенчатых обнажениях среди базальтовых потоков (например, на южных склонах Барун-Нэрэтэ-Ула, Дзун-Бусулар-Ула и в других местах).

Мощность потоков базальтов на Дариганге варьирует от 5 до 80 м, а их число иногда достигает в разрезе значительной величины. Так, по данным В.В. Кележинскас [58], на вулкане Асхатэ выделяются до 15 потоков общей мощностью около 100 м. Для этого вулкана очень характерны кольцевые и радиальные разломы неглубокого заложения, возникшие, вероятно, во время извержений вулканов (вулcano-тектонические разломы). Разломы такого типа очень хорошо видны на северном и северо-западном склонах вулкана Асхатэ.

Детальное изучение вулканов, проведенное нами, показало, что часть их представляет собой полигенные многоактные аппараты. В них наблюдается по два-три кратерных углубления, слабо выраженных в рельефе. Полигенная природа таких вулканов подтверждается и составом слагающих их вулканитов, принадлежащих к нескольким петрохимическим типам. Примерами таких центров служат вулканы Ачагийн-Душ, Думд-Нарт-Ула, Барун-Яргойти-Ула и др. Направление лавовых излияний соответствовало рельефу местности, преобладающему в момент извержения. Наиболее протяженные потоки базальтовой лавы отмечаются в северо-восточных румбах большинства вулканов; в западном и северо-западном направлениях эти потоки сравнительно коротки (600–700 м). Базальтовые излияния часто приводили к перераспределению гидрографической сети на востоке МНР. Один из примеров изменения направления течения рек (между поселками Югодзырь и Бирута) приводит в своей работе Э.М. Мурзаев [72].

В заключение краткой геоморфологической характеристики юго-восточной части Монголии и базальтового плато Дариганга следует подчеркнуть следующее: 1) формирование современного облика этого региона началось в миоцене в результате мощных тектонических процессов, сопровождавшихся интенсивным базальтовым вулканизмом. Своеобразие рельефа плато состоит в большом числе вулканических построек, возвышающихся на его слабоволнистой поверхности; 2) общая приподнятость Дариганги над окружающими районами вызвана не только наращиванием мощности плато вследствие излияния лав, но и подъемом всего плато в результате эндогенных глубинных процессов; 3) характерной чертой морфологии плато Дариганга являются крупные кольцевые морфоструктуры, к большей части которых приурочены центры вулканической активности; 4) формирование базальтового плато происходило в несколько этапов, о чем свидетельствует ступенчатость покровов, наиболее развитая в его западной части; 5) можно предполагать, что одной из причин тектонического возрождения гор Юго-Восточной Монголии и мощного базальтового вулканизма, создав-

шего плато Дариганга, является подъем из глубин мантии нагретого и разуплотненного вещества, доказательства чего будут приведены в последующих разделах работы.

Как было отмечено выше, геологическая позиция плато Дариганги обусловлена, с одной стороны, его расположением в пределах Южно-Гобийской складчатой системы (точнее, в месте сочленения со структурами Внутренней Монголии), а с другой — относительной близостью плато к системе Большого Хингана, который является фрагментом складчатой области, относящейся к тихоокеанскому орогенному поясу. Базальты Дариганги перекрывают эвгеосинклинальные комплексы Южно-Гобийской складчатой системы и Внутренней Монголии, а также протерозойско-раннекембрийские образования Уланульско-Тотошаньской зоны [29].

Что же представляет собой тот фундамент, в пределах которого на кайнозойском этапе проявился мощнейший базальтовый вулканизм, захвативший огромные пространства как в Юго-Восточной Монголии, так и в Северном Китае? Кратко остановимся на строении и особенностях Южно-Гобийской складчатой системы. В состав ее входят Гобийский Тянь-Шань, Южная Гоби, а также низкогорные хребты Тото-Шань и Нукут-Дабан. Складчатая система протягивается в направлении с юго-запада на восток-северо-восток на расстояние около 2000 км при ширине 150–200 км, причем южная ее ветвь уходит в пределы Китая. Восточный фрагмент системы сложен верхнепротерозойскими (а также кембрийскими) образованиями, которые, по мнению ряда исследователей, относятся к комплексу складчатого основания [29]. Для всей зоны характерны ордовичские и силурийские типично геосинклинальные образования. Южно-Гобийская складчатая система состоит из нескольких структурных зон (с запада на восток): Гобитяньшанской, Барунцахинской, Уланульской, Тотошаньской и др. Все они характеризуются многоярусным строением; в обширных ядрах основания на поверхность выведены метаморфические вулканогенно-терригенные и кремнисто-карбонатные верхнепротерозойские толщи. Основная складчатость произошла здесь перед девоном и ранним карбоном, а в позднем палеозое благодаря влиянию расположенной к югу Внутренне-Монгольской геосинклинали в Южно-Гобийской складчатой системе наблюдалась мощная активизация, сопровождавшаяся образованием складок, появлением новых и активизацией более древних разломов, а также внедрением гранитных интрузий [29]. В карбоне и перми герцинский орогенез охватил, по-видимому, всю рассматриваемую территорию. В наложенных впадинах накапливались вулканогенно-терригенные образования орогенного типа.

Все отмеченное выше в большей степени относится к западному блоку Южно-Гобийской складчатой системы; восточный блок был изучен сравнительно слабо: специальные и тематические работы не проводились. Основным структурным элементом его является Нукутдабанская зона, где в изобилии распространены гранитоидные интрузии мезозойского возраста (возникшие, согласно М.С. Нагибиной [70, 74], на стадии "ревивации"). Среди почти сплошного поля интрузивных пород встречаются отдельные фрагментарные выходы палеозойского фундамента.

В Нукутдабанской зоне выделяются две самостоятельные части, которые разобщены плато Дариганга. Западная, так называемый Даригангский выступ, характеризуется относительной приподнятостью и выходами в наиболее приподнятых местах глубокометаморфизованных протерозойских (?) пород; восточная часть относительно опущена, здесь часто в виде крупных ксенолитов отмечаются ордовичские (?) отложения. Вся зона, если рассматривать ее в целом, интенсивно разбита на блоки различно ориентированными разломами. В западной ее части преобладают разломы, взаимопересекающиеся в направлениях северо-восток–северо-запад. На востоке ведущая роль принадлежит субмеридиональным ("хинганским") разломам.

По мнению Л.П. Зоненшайна [46], каледонские структуры орогенного этапа в основном были здесь созданы в позднем палеозое, т.е. являются эпиварисскими. Этот же автор считает Южно-Гобийскую складчатую систему геантиклинальной зоной, очень близкой к Центрально-Монгольской складчатой системе. Позднее Л.П. Зоненшайн использовал геологические данные по этому региону для обоснования

своих схематических построений в Центральной Азии с позиций представлений тектоники плит [47].

В ряде районов, в пределах плато Дариганга, можно встретить наиболее молодые образования цоколя. Особенно хорошо они видны в северо-западной части, где обнажены разнородные по формационному составу и разновозрастные образования, среди которых главную роль играют красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники и глины неогенового возраста. В центральной части плато, судя по ксенолитам, обнаруженным в базальтах, фундамент сложен главным образом гранитоидами, среди которых преобладают лейкократовые биотитовые граниты с отчетливо равномернo-зернистой или порфировой структурой. В северо-западной части плато нами были установлены зеленокаменнoизмененные вулканогенные породы предположительно палеозойского возраста. Вполне вероятно присутствие среди пород фундамента кварцитов и черных углистых сланцев, обнаруженных также нами в восточной части Дариганги, южнее вулкана Сулхарын. Светло-серые (до белого цвета) кварциты, встреченные вблизи вулкана Цайдамын-Дзурх, являются, скорее всего, эрозионными "окнами" фундамента среди сплошных базальтовых покровов. Аналогичные породы фундамента можно встретить и во многих других местах на Дариганге.

Таким образом, можно заключить, что кайнозойские базальтоиды накладывались на самые разнородные по формационному составу образования — от глубоководно-морфизованных докембрийских пород до мезозойских гранитоидов и неогеновых осадков. К началу интенсивной вулканической деятельности фундамент Дариганги представлял собой весьма гетерогенную структуру, разбитую системой разломов. Такая обстановка привела к высокой проницаемости всей этой территории в кайнозое и способствовала проникновению глубинных магматических мантийных расплавов к поверхности.

СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Подробная стратиграфия базальтов Дариганги почти не разработана. Она основана на соотношении базальтовых потоков с подстилающими породами цоколя, в некоторых случаях принимается во внимание степень сохранности отдельных вулканических построек, а также самих базальтов. Относительно недавно были проведены палеомагнитные исследования [63], которые позволили в ряде случаев оценить сравнительный возраст различных покровов базальтов по соотношению прямой и обратной намагниченности пород.

К сожалению, крайне ограничены данные абсолютных датировок. Нам известны только два определения абсолютного возраста базальтов Дариганги. Ф.В. Каминский и А.А. Храпов приводят возраст 14,5 млн. лет шлаковидных базальтов в районе вулкана Баян-Цаган (1534 м), полученный калий-аргоновым методом в тресте "Киевгеология" П.М. Котляревским [57]. М.М. Аракелянц любезно сообщила нам неопубликованные определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, выполненные в лаборатории геохронологии ИГЕМ АН СССР, для базальта вулкана Алтан-Обо — менее 10 млн. лет.

В других районах Монголии цифры радиологического возраста кайнозойских базальтов позволили Е.В. Девяткину составить опорную схему возрастного расчленения вулканитов [35, 36].

Можно с уверенностью говорить, что первые мощные излияния базальтов на Дариганге начались в конце неогена, скорее всего, в миоцене, одновременно с началом неотектонического этапа и развитием всего юго-востока Монголии. В это время во всем горном поясе Внутренней Азии наблюдалось изменение характера осадконакопления (появление грубообломочных моласс, особенно в долинах и прибортовых частях межгорных впадин), усиление эрозионных процессов и т.д. Основание лавовых покровов Дариганги большинство исследователей относит к миоцену [35, 58, 63].

На заре изучения вулканического плато главное внимание уделялось сохранности

вулканических аппаратов, расположенных на поверхности плоскогорья [9, 10, 72 и др.]. Эффектный, прекрасно выраженный вулканический рельеф с цепочками конусов создавал впечатление молодости всего плато. Основываясь на этом, а также на описаниях В.И. Влодавца, Э.М. Мурзаева, Ю.С. Желубовского [9, 10, 43, 44, 72], в течение долгого времени вулканизму Дариганги приписывали молодой возраст — четвертичный или плиоцен-четвертичный (например, см. Геологическую карту МНР [28]).

По сохранности вулканических аппаратов отмечались более молодые конусы и связанные с ними покровы в юго-восточной части плато, а более древние вулканические постройки и покровы — на северо-западе. На основании геоморфологических особенностей всего региона выделялось несколько генераций базальтов (снизу, от более древних к более молодым): 1) вулканы и покровы северо-западной части плато; 2) вулканы и базальтовые покровы на юго-востоке; 3) базальтовые потоки, вложенные в сформированные речные долины, а также лавовые, небольшие по площади поля самого низкого уровня. Более поздние исследования, преимущественно палеомагнитные [63], подтвердили разновозрастность базальтовых покровов и вулканических построек.

Было установлено, что базальты низкого уровня ("долинные") оказались прямо намагниченными (юго-запад плато), большая часть базальтов покровного типа имела обратную намагниченность (северо-восток плато). Из образцов, отобранных на отдельных вулканах, прямо намагниченными оказались базальты Лун-Ула, Дусы (Душ-Ула), Шилийн-Богд, а обратно намагниченными — базальты Асхатэ, Барун-Нэрэтэ-Ула, Дзун-Нэрэтэ-Ула, Баян-Цагана.

В.В. Кепежинская разделила Даригангу на три зоны: северную, центральную и южную, отмечая их "известную геологическую автономность, связанную с одновременным формированием обширного полигенного плато Дариганга" [58, с. 45]. Некоторые петрохимические различия вулканитов выделенных зон коррелируют с таким подразделением территории региона. Подобные различия установлены также для базальтов из более древнего стратифицированного разреза плато и из более молодых вулканических построек [58].

Самые нижние горизонты базальтов залегают на поверхности выравнивания олигоцен-миоценового возраста, а местами — на породах миоцена—нижнего (?) плиоцена [34, 38, 69] с анхитериевомастодонтовой и гиппарионовой фауной. А.В. Стефаненко наблюдал налегание базальтов на неогеновые красные глины в обрыве оз. Уйдзугин-Нур [29]. Измерения прямой и обратной намагниченности базальтов, а также переслаивание базальтовых покровов с горизонтами осадочных пород (преимущественно в западной части плато) позволили Е.В. Девяткину прийти к заключению, что основание базальтового плато Дариганга вполне может быть отнесено к миоцену—раннему плиоцену [35, 36]. По его мнению, в пользу такого возраста свидетельствует и геоморфологическая позиция базальтов, залегающих на осадочных породах неогена, по аналогии с базальтами в некоторых районах Южного Хангая и Восточного Прихубсугуля. Несомненно, что данные определения абсолютного возраста должны лучше обосновать приведенные оценки.

Анализ степени сохранности глубинных включений в разновозрастных базальтоидах Монголии позволил нам выработать критерии косвенной оценки возраста базальтов, для которых отсутствуют прямые определения. На этом основании нами предварительно было сделано предположение о миоценовом возрасте базальтоидов в районе оз. Угей-Нур, позже оно было подтверждено данными К — Аг датировок [94]. Эти критерии позволяют нам утверждать, что базальтовый вулканизм на Дариганге не должен быть древнее миоцена.

К самым молодым базальтам Дариганги — плейстоценового и голоценового возраста — относятся, по-видимому, долинные потоки, связанные с вулканическими центрами Дзотол-Хан-Ула, урочищами Баян-Булак, Арагол, Цамхак и др. Эти лавы вложены в

более древние платобазальты и выделяются в особую генерацию "долинных" базальтов. В.И. Влодавец отмечал, что в урочище Баин-Булак они залегают даже на четвертичной террасе [10]. Несомненно, к самым молодым образованиям следует отнести прекрасно сохранившиеся шлаковые конусы Дусы, Богдын-Душ и ряд других.

Таким образом, к настоящему времени установлен широкий возрастной диапазон формирования базальтового чехла Дариганги — от миоцена до голоцена. Отсутствие значительного осадконакопления в постмиоценовое время указывает на устойчивое воздымание региона.

Г Л А В А П

КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ДАРИГАНГИ

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОИДОВ И ПРОБЛЕМЫ ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

Основой исследования вулканизма на Дариганге послужило минералого-петрохимическое и геохимическое изучение 182 образцов вулканитов¹, отобранных достаточно равномерно на всей площади плато. Как отмечалось во введении, все использованные в настоящей работе аналитические данные по валовому химическому составу пород были получены в одной лаборатории. Это исключает ошибки, возникающие при сопоставлении данных, полученных в различных лабораториях (Приложение). По этим же соображениям мы не включили в настоящую работу данные химических анализов вулканических пород Дариганги, опубликованные ранее разными авторами, хотя и следует отметить их непротиворечивость.

При анализе петрохимических данных мы придерживаемся тех же классификационных принципов, которые изложены в работах [58, 59]. В их основу положены особенности химизма пород, нормативные минеральные составы, подсчитанные по методу CIPW [59]. Выделение толеитов (пород нормальной щелочности), слабощелочных пород (субщелочных) или щелочнобазальтовой серии, а также базанитов и их производных (сильнощелочных пород) производилось по критериям, предложенным Д. Грином [125], учитывающим в первую очередь содержания нормативных гиперстена и нефелина.

Ранее было показано, что в пределах Дариганги встречаются вулканиты, относимые к толеитовой и щелочнобазальтовой сериям [58]. Однако толеиты были установлены только в стратифицированном лавовом разрезе горы Асхатэ, что послужило основанием считать их продуктами дифференциации первичной мантийной щелочнобазальтовой магмы.

Наши данные также показывают существование на Дариганге пород толеитового и щелочнобазальтового типов, но между ними устанавливается принципиально иное соотношение.

Рассматривались петрохимические данные по 182 образцам вулканитов, отобранных из покровов, потоков и отдельных вулканов в различных участках плато (Приложение). Вся совокупность была отнесена к десяти типам базальтоидов: кварцевым толеитам (14 образцов), толеитам (35), оливиновым базальтам (10), щелочным оливиновым базальтам (20), гавайитам (33), муджиритам (3), нефелиновым базанитам (36), нефелиновым гавайитам (26), нефелиновым муджиритам (4) и нефелиновому бенмориту (1). В табл. 1 приведены средние химические составы выделенных петрохимических типов базальтоидов Дариганги. Это распределение вулканитов по типам

¹ Фактически было изучено большее число образцов, однако некоторые из них характеризовались аномально высоким отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} . Эти образцы мы исключили из петрохимического анализа.

Средние химические составы петрохимических типов базальтов Дариганги, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,33	47,30	50,10	44,77	45,87	44,99	43,88	44,87	42,90	44,18
TiO ₂	2,78	2,68	2,55	3,00	2,97	3,48	3,00	3,20	3,71	3,52
Al ₂ O ₃	12,96	13,45	14,10	12,81	12,78	11,66	12,43	12,40	10,87	10,59
Fe ₂ O ₃	4,98	4,91	3,91	4,47	5,26	7,42	4,18	4,77	6,42	8,62
FeO	7,36	7,18	7,35	7,87	7,87	5,93	8,72	8,00	8,14	5,53
MnO	0,15	0,17	0,16	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17
MgO	9,10	8,59	6,73	9,60	8,88	8,67	10,02	9,16	9,78	9,03
CaO	9,29	9,02	8,92	9,80	9,55	8,24	9,84	9,25	9,02	7,99
Na ₂ O	3,09	2,95	3,23	2,80	3,33	3,87	3,56	3,94	4,42	4,54
K ₂ O	1,35	1,32	1,01	1,63	1,41	1,56	1,88	1,79	1,19	2,38
P ₂ O ₅	0,80	0,75	0,62	0,88	0,80	1,12	0,90	0,96	1,32	1,01
ппп	1,62	1,45	1,17	1,94	1,63	2,45	1,36	1,40	1,77	2,07
С у м м а	99,81	99,77	99,85	99,75	99,73	99,56	99,94	99,92	99,72	99,63
Cr ₂ O ₃	0,0280	0,0270	0,0230	0,0260	0,0330	0,0380	0,0290	0,0300	0,0370	0,0400
NiO	0,0178	0,0204	0,0133	0,0196	0,0221	0,0161	0,0245	0,0169	0,0205	0,0157
CoO	0,0062	0,0053	0,0038	0,0053	0,0054	0,0062	0,0052	0,0051	0,0074	0,0069
V ₂ O ₅	0,0440	0,0370	0,0370	0,0300	0,0330	0,0320	0,0310	0,0290	0,0440	0,0320
n	10	35	14	20	33	3	36	26	4	1
K ₂ O/Na ₂ O	0,44	0,45	0,31	0,58	0,42	0,40	0,53	0,45	0,27	0,52
Ni/Co	2,87	3,85	3,50	3,70	4,09	2,60	4,71	3,31	2,77	2,28
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0,69	0,68	0,62	0,69	0,69	0,72	0,67	0,67	0,68	0,74
O _x ⁰	0,37	0,38	0,32	0,34	0,40	0,52	0,30	0,35	0,41	0,58
FeO + 0,9 Fe ₂ O ₃ + + MnO	11,99	11,77	11,03	12,07	11,98	12,78	12,65	12,47	14,10	13,46
Na ₂ O + K ₂ O	4,44	4,27	4,24	4,43	4,74	5,43	5,44	5,73	5,61	6,92
Al ^k	0,17	0,17	0,19	0,17	0,18	0,20	0,19	0,21	0,19	0,24
K _α	0,50	0,47	0,46	0,49	0,55	0,68	0,63	0,68	0,79	0,94

Примечание. 1 — оливиновый базальт, 2 — толеит, 3 — кварцевый толеит; 4 — щелочной оливиновый базальт, 5 — гавайит, 6 — муджиерит, 7 — нефелиновый базанит, 8 — нефелиновый гавайит, 9 — нефелиновый муджиерит, 10 — нефелиновый бенморит. $O_x^0 = Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, $Al^k = (Na_2O + K_2O)/(Na_2O + K_2O + FeO + 0,9 Fe_2O_3 + MnO + MgO)$, $K_α = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$; O_x^0 и $K_α$ — в атомных количествах.

несколько отличается от приведенного ранее [93], так как связано с учетом в новых нормативных пересчетах окиси фосфора, которую базальтоиды содержат в большом количестве. Общий сдвиг произошел в сторону увеличения доли пород, насыщенных кремнеземом. Связывание части кальция в апатит привело к поокислению нормативного плагиоклаза, в результате чего увеличилась доля гавайитов и других "дифференцированных" членов семейства щелочных базальтоидов.

Необходимо отметить, что во многих случаях в базальтах установлено относительно высокое содержание окисного железа, т.е. нарушены соотношения между FeO, Fe₂O₃ и TiO₂, предполагаемые для неизменных лав [117, 132, 157]: % Fe₂O₃ = % TiO₂ + 1,5 и $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) = 0,15$. Например, соотношение между содержаниями Fe₂O₃ и TiO₂ иллюстрируется рис. 6. Здесь же приведены данные для ряда пород БРЗ [59] и Монголии [58]. Несомненно, что корреляционное соотношение между рассматриваемыми компонентами состава значительно отличается от предполагаемого [132]; это следует объяснять особым режимом окислительно-восстановительных условий в магмах Дариганги и спецификой общего химического состава. Повышенная окисленность железа неизбежно приводит к сдвигу петрохимического типа по критериям нормативного пересчета в сторону толеитов, как справедливо указано в монографии [59]. При расче-

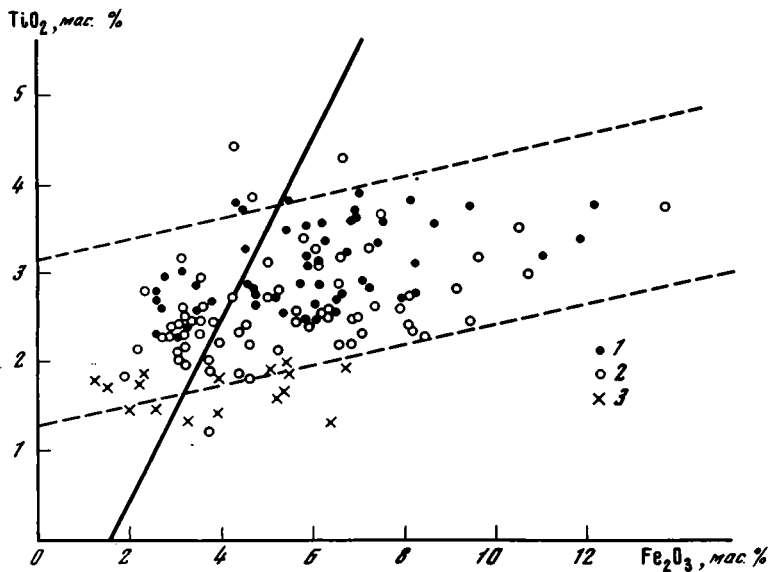


Рис. 6. Соотношения содержаний Fe_2O_3 и TiO_2 в базальтоидах Дариганги (1) – по данным авторов, БРЗ (2) – по [59] и Монголии (3) – по [58]

Сплошной линией показано предполагаемое соотношение для неизменных пород, по [132]; пунктирными линиями обозначены границы в вариациях соотношений Fe_2O_3 и TiO_2 , по приведенным данным

тах мы не приняли во внимание несколько анализов с резко высоким соотношением Fe^{3+}/Fe^{2+} , так как они явно неверно показали принадлежность пород высокой щелочности к типу кварцевого толеита (например, обр. 83/76 и 509/79, см. Приложение)¹

Где же на Дариганге были обнаружены толеиты? Это прежде всего лавовые покровы и потоки в северной и западной частях плато, в его центральной части и к юго-западу от горы Асхатэ (вблизи вулканов Лун-Ула, Ихэ-Ула, и др.). Толеитами сложены также цоколь горы Асхатэ и ее привершинная часть. Базальт с включениями шпинелевых перцолитов и мегакристаллов пироксена, обнаруженный в единственном месте, на южном склоне горы, относится к базаниту. Таким образом, толеиты слагают наиболее древнюю часть вулканического плато, знаменуя начальный этап вулканической деятельности.

Аппараты центрального типа (более молодые, чем лавовый цоколь всего плато) сформированы щелочными базальтоидами. Все молодые конусы и лавовые потоки, относимые к позднечетвертичному (голоценовому) времени, сложены щелочнобазальтовыми породами, главным образом базанитами. В отдельных местах толеитовый чехол прорван значительно более щелочными магмами, образовавшими дайки и моногенные вулканические конусы.

Примером вулканических построек, отличающихся сложным набором базальтоидов различных петрохимических типов, кроме горы Асхатэ, являются Дзун-Бусулар-Ула и Дзун-Нэрэтэ. Первая из них представляет, по-видимому, группу близко расположенных шлаковых конусов, насаженных на лавовый цоколь. Северный борт вулкана образован уступами лавового потока. Лава плотная, хорошо раскристаллизована, содержит редкие и мелкие ксенолиты перидотитов и ксеногенного оливина. По петрохимическим признакам порода (обр. 514 А/79) относится к оливинному базальту. Юго-восточный

¹ Номера образцов в Приложении соответствуют номерам точек, приведенным на схемах площадного распределения базальтов и глубинных включений (см. рис. 13 и 21, вкл.); на схемах в номерах точек год опробования опущен.

склон вулкана сложен лавовым потоком, содержащим в большом количестве ксенолиты перидотитов и мегакристаллы моноклинного пироксена. Порода (обр. 46/76) представляет собой щелочной оливиновый базальт. Вершинная часть образована базанитовыми лавами и шлаками (обр. 514 С/79), в которых заключено множество ксенолитов ультрабазитов, в том числе с гранатом, мегакристаллы оливина и пр.

Вулкана Дзун-Нэрэтэ также представляет собой многожерловую вулканическую постройку, с которой связано излияние магм различных петрохимических типов. В верхних частях этой постройки, в лаве нефелинового гавайита (обр. 520 А-1), встречено много мегакристаллов моноклинного пироксена, ксенокристы оливина, хромдиопсида. В северо-западной части вулкана, в овраге, в глыбах плотного темно-серого базанита собрано большое количество мелких включений перидотита и мегакристаллов пироксена, ильменита и оливина (обр. 520 Б/79). Примерно в 300 м севернее главной вершины, в кратере, открытом на север, находится лавовый купол, сложенный раскристаллизованным оливиновым базальтом (образец 520 С/79). Включений почти нет.

Не во всех случаях можно с уверенностью говорить о последовательности извержений разных типов магм, для этого необходимо провести детальное картирование вулканов. Но, как правило, вершинные части сложных вулканических сооружений представлены более щелочными разновидностями. К петрохимическим особенностям вулканических пород Дариганги всех типов относятся постоянно высокое содержание окислов титана и фосфора, преобладание натрия над калием, низкая глиноземистость и почти постоянный состав элементов группы железа. Следует отметить, что группа толеитовых разновидностей четко обозначилась по содержанию нормативного гиперстена и по критерию Полдерварта [153]. В последнем случае лавы, отнесенные к толеитам, почти однозначно были определены как кварцевый толеит. Все оливиновые базальты и подавляющее количество образцов из группы толеитов по критерию Полдерварта следует отнести к щелочным базальтоидам. Принципиальное выделение толеитовой разности пород сохраняется при изменении граничного значения критического содержания нормативного гиперстена. Например, в соответствии с результатами работы [135] к толеитам были отнесены породы, содержащие более 10% нормативного гиперстена.

При рассмотрении петрохимических особенностей базальтоидов Дариганги на широко распространенных диаграммах, связывающих вариации в суммарной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) с кремнекислотностью (SiO_2), видно, что выделенные нами относительно высококремнистые лавы действительно принадлежат полю пород нормальной щелочности или промежуточных составов (рис. 7). Только на диаграмме $\text{TiO}_2\text{—SiO}_2$ (рис. 8) все анализированные образцы попали в поле щелочных базальтов, что однозначно свидетельствует о неадекватности использования для классификационных целей диаграмм, учитывающих только отдельные параметры состава [151].

На диаграмме, приведенной на рис. 7, линии, разделяющие поля составов разной петрохимической специализации, в работах разных авторов занимают различное положение. Так, в область субщелочных базальтов [60] целиком попадает поле щелочных базальтов и базанитов [117]. Достаточно сильно различается положение линии, отделяющей поле составов базальтов нормальной щелочности (толеитов), нанесенной на диаграмму по этим источникам. При содержании суммы щелочей 3 мас. % разница в критическом содержании SiO_2 достигает 2 мас. %. По-видимому, нормативный минеральный состав не очень точно и правильно определяет петрохимическую специфику породы. Во всяком случае, противоречивость классификационного метода Д. Грина [125] выступает отчетливо при рассмотрении рис. 7, где большая часть толеитов с нормативным оливином и оливиновые базальты целиком лежат в поле щелочных базальтов (или базальтов умеренной щелочности). Однако, поскольку в большинстве предыдущих исследований базальтов Азии и в мировой практике классификации на нормативной основе широко распространены, в данной работе мы сохранили этот метод петрохимического разделения пород на серии в целях удобства сопоставления с литературными данными.

На популярной классификационной диаграмме Т. Ирвина и В. Барагара [132] сред-

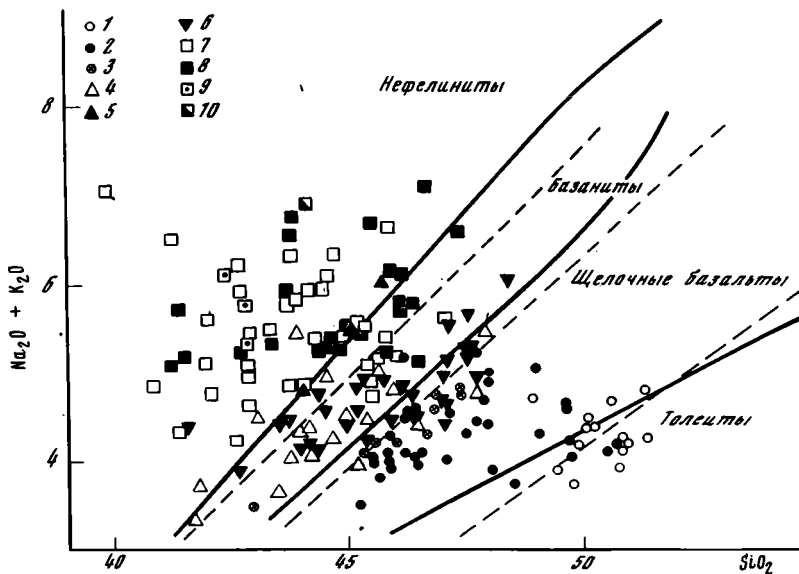


Рис. 7. Соотношение суммы щелочей и кремнезема в базальтоидах Дариганги (мас.%)

1 — кварцевые толейты, 2 — толейты; 3 — оливковые базальты; 4 — щелочно-оливиновые базальты; 5 — муджириты; 6 — гавайиты; 7 — нефелиновые базаниты; 8 — нефелиновые гавайиты; 9 — нефелиновые муджириты; 10 — нефелиновый бенморит (классификация по [125]). Сплошные линии — границы, разделяющие поля пород нормальной щелочности (толейты), умеренно-щелочные (щелочные базальты) и щелочные базальтоиды (базаниты, нефелиниты) по [60]; пунктир — то же, по [117]

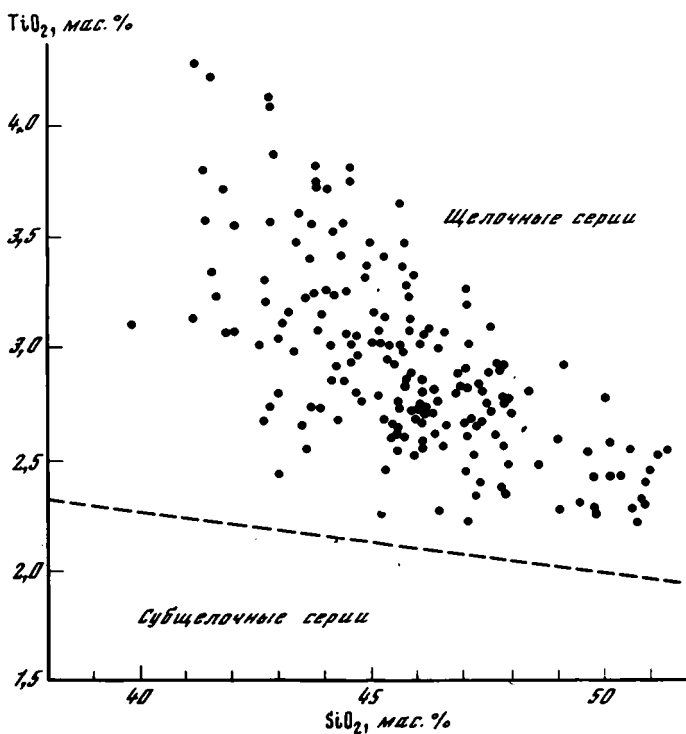
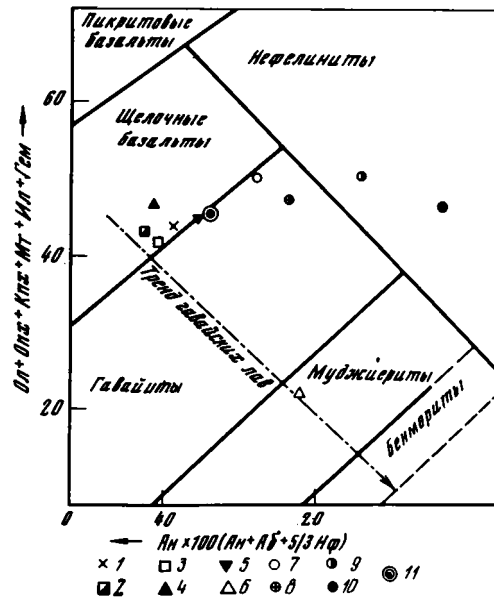


Рис. 8. Соотношение TiO_2 и SiO_2 в базальтах Дариганги

Пунктир — разграничительная линия между полями щелочных и субщелочных (толентовых) серий по [151]

Рис. 9. Положение средних типов базальтоидов Дариганги на диаграмме "Нормативный цветной индекс-состав нормативного плагиоклаза", по [132]

Группа толентов: 1 — оливиновые базальты, 2 — толенты, 3 — кварцевые толенты; группа щелочных оливиновых базальтов: 4 — щелочной оливиновый базальт, 5 — гавайит, 6 — муджерит; группа базанитов: 7 — нефелиновые базаниты, 8 — нефелиновые гавайиты, 9 — нефелиновые муджериты, 10 — нефелиновый бенморит; 11 — среднее значение для всех групп базальтоидов плато Дариганга. Штрих-пунктиром показан дифференционный тренд для гавайских лав [143]



ние составы выделенных петрохимических типов щелочных базальтоидов группируются вблизи линии, разделяющей поля щелочных базальтов и гавайитов, и в общем не следуют эталонному тренду дифференцированных гавайских лав (рис. 9). То, что нефелиновые муджериты и бенморит Дариганги попали в поле нефелинитов, еще раз показывает ненадежность использования в классификационных целях формально рассчитанного состава пород.

На корреляционной диаграмме "Индекс дифференциации — состав нормативного плагиоклаза", предложенной Д. Кумбсом и Дж. Уилкинсоном [119], значительная часть образцов попадает в поле гавайитов (рис. 10). Однако эти авторы справедливо отмечали, что породы с нормативным андезином (An_{45-50}) чаще всего содержат модалный лабрадор и должны быть отнесены к щелочным базальтам, а не к гавайитам. С учетом этого замечания, т.е. относим границу между щелочными оливиновыми базальтами и базанитами, с одной стороны, и гавайитами — с другой, к нормативному плагиоклазу An_{44} , мы получим более правильное соотношение между выделенными петрохимическими типами пород.

Диаграмма Д. Кумбса и Дж. Уилкинсона и еще более отчетливо диаграмма K_2O-Na_2O (рис. 11) иллюстрируют условности и несовершенства принципов выделения так называемых натриевых и калиевых серий щелочных пород по типам гавайских серий и ассоциаций щелочобазальтовых пород островов Тристан-да-Кунья и Гоф [132, 148]. Точки, отвечающие составам пород Дариганги, занимают всю область между трендами указанных дифференцированных серий, иллюстрируя значительные вариации в соотношении K_2O и Na_2O (отмечается изменение отношения K_2O/Na_2O до 4 раз). Мы полностью поддерживаем представления о принадлежности вулканических пород Дариганги к натриевой серии [58]. Возможно, правильнее, придерживаясь современных рекомендаций [60], относить их к калий-натровой серии пород умеренной щелочности. В целом ни на одной из распространенных петрохимических диаграмм точки составов пород Дариганги не отвечают известным трендам Гавайев и других океанических островов, несмотря на действительное сходство петрохимических особенностей сопоставляемых вулкаников [58].

В работе [57] отмечались лейцитовые базаниты вулкана Майханг-Ула — стекловатые породы, содержащие 5% модалного лейцита. Вкрапленники представлены оливином и моноклинным пироксеном. Химический состав породы не был приведен. По нашим

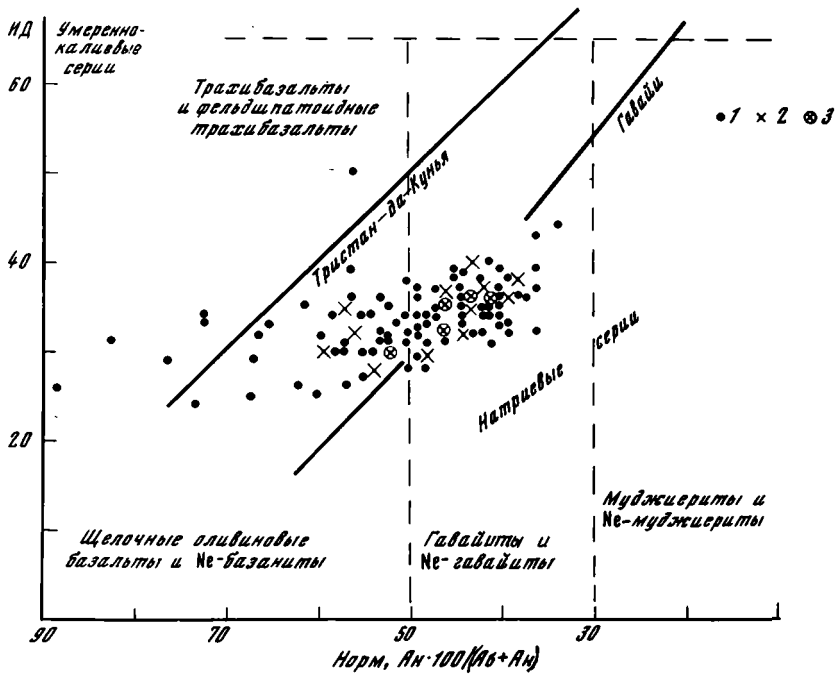


Рис. 10

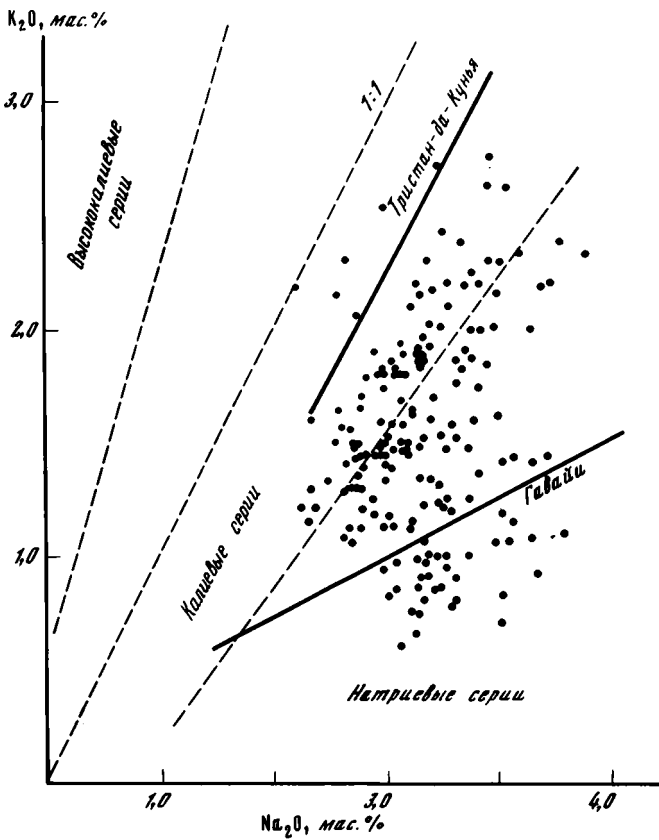


Рис. 11

Средние химические составы основных петрохимических групп базальтоидов Дариганги, мас.%

Компоненты	I	II	III	IV
SiO ₂	47,80	45,43	44,21	45,75
TiO ₂	2,67	3,01	3,13	2,94
Al ₂ O ₃	13,52	12,73	12,30	12,83
Fe ₂ O ₃	4,68	5,09	4,61	4,78
FeO	7,25	7,29	8,35	7,67
MnO	0,16	0,18	0,18	0,18
MgO	8,24	9,12	9,66	9,03
CaO	9,04	9,57	9,53	9,38
Na ₂ O	3,04	3,17	3,77	3,35
K ₂ O	1,25	1,50	1,81	1,53
P ₂ O ₅	0,73	0,84	0,95	0,84
п.п.л.	1,41	1,78	1,41	1,53
С у м м а	99,79	99,71	99,91	99,81
Cr ₂ O ₃	0,0260	0,0300	0,0300	0,0290
NiO	0,0183	0,0209	0,0203	0,0198
CoO	0,0051	0,0054	0,0053	0,0053
V ₂ O ₅	0,0380	0,0320	0,0310	0,0340
K ₂ O/Na ₂ O	0,41	0,47	0,48	0,46
Ni/Co	3,59	3,87	3,83	3,74
Mg/Mg + Fe ²⁺	0,67	0,69	0,68	0,68
O _x ^o	0,36	0,38	0,33	0,36
FeO + 0,9 Fe ₂ O ₃ + MnO	11,62	12,05	12,68	12,15

Примечание. O_x^o — степень окисления; n — количество анализов; I — толеиты, или породы нормальной щелочности, n = 59; II — щелочные оливиновые базальты, n = 56; III — базаниты, или щелочные базальтоиды, n = 67; IV — средний состав базальта Дариганги по всем группам, n = 182.

данным, базальты этого вулкана относятся к низкокалийевым щелочным разностям. Точно петрохимический тип породы не определялся из-за высокого содержания окисного железа (обр. 523/79). В единственном случае (обр. 101/76) в нормативном минеральном составе был получен лейцит. Порода относится к группе базанита. Проблема существования в Монголии калиевой ассоциации кайнозойских щелочных базальтоидов рассмотрена нами в ряде работ [92, 96].

На примере корреляционной диаграммы K₂O—TiO₂ (рис. 12) видно, что составы базальтов Дариганги тяготеют к тренду составов платформенных базальтов с значительным отклонением в сторону океанических [68]. Полю составов рассматриваемых пород отвечают средние составы щелочных лампрофировых базальтовых даек, пикритовых порфиритов, щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов Тасмании и Юго-Восточной Австралии, а также базальтов трапповой формации повышенной калиевости [68]. От толеитов трапповой формации древних платформ и толеитов молодых платформ базальты Дариганги (в том числе и толеитовая группа) отличаются повышенными содержаниями K₂O и TiO₂ при близких содержаниях SiO₂.

Рис. 10. Положение базальтов Дариганги на диаграмме "Индекс дифференциации — состав нормативного плагиоклаза", по [119]

1, 2, 3 — один, два и три состава, попадающие в одну точку, соответственно. Показаны тренды изменения составов магматических серий Гавайских островов и о-ва Тристан-да-Кунья

Рис. 11. Соотношение K₂O и Na₂O в базальтах Дариганги

Сплошные линии — тренды изменения составов магматических пород Гавайских островов и о-ва Тристан-да-Кунья; серии выделены по [148]

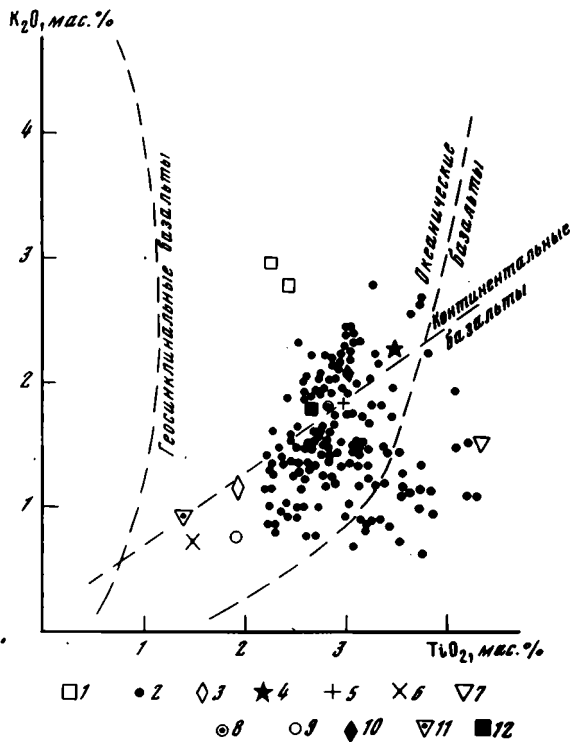


Рис. 12. Соотношение K_2O и TiO_2 в базальтах Дариганги

Пунктирные линии – тренды океанических, геосинклинальных и континентальных базальтов, по [68]; 1 – Хангай, Долина Озер, по [58]; 2 – Дариганга; условные обозначения 3–11 по [68]: 3, 9, 10 – щелочные оливиновые базальты, толеиты и щелочные базальты Тасмании и Юго-Восточной Австралии, 4 – щелочные лампрофировые базальты даек, 5 – базальты траппов повышенной калиевоности, 6 – толеиты траппов, 7 – щелочные оливиновые базальты вулканических покровов щелочно-ультраосновных комплексов, 8 – средний пикритовый порфирит, 11 – кимберлиты; 12 – средний состав базальтов Дариганги, по [96]

Построенные нами гистограммы [92] распределения главных петрогенных окислов в базальтоидах Дариганги и вулканических ареалах Центральной Монголии позволяют наглядно увидеть петрохимическую неоднородность пород. Для Дариганги отчетливо видны три моды в распределении SiO_2 , FeO , MgO , соответствующие толеитовой, щелочно-оливиновой и базанитовой группам. Явно видны общие различия составов магматических пород двух крупнейших районов кайнозойского вулканизма Монголии. Базальты Дариганги по сравнению с центральномонгольскими беднее кремнеземом, щелочами, фосфором и явно богаче титаном, марганцем, магнием и кальцием. Распределение различных петрохимических типов базальтов показано на рис. 13 (см. вкл.).

В табл. 1 видно, что в пределах выделенных трех групп петрохимические типы не сильно различаются между собой. Поэтому средний состав каждой группы отчетливо близок к соответствующему типу и в то же время характеризует одну из трех групп. Средний состав базальта Дариганги, рассчитанный по всем 182 образцам, отвечает гавайиту, т.е. подтверждает предположение о принадлежности вулканических пород Дариганги по большей части к умеренной щелочности. Эти данные приведены в табл. 2. На диаграмме (см. рис. 9) средний состав базальта Дариганги также лежит в поле гавайитов.

Как отмечалось выше, базальты Дариганги слагают лавовые потоки и покровы цоколя плато, а также вулканические аппараты различной сохранности и морфологии в зависимости от возраста извержения. Это предопределило разнообразие структур базальтоидов. Детальные петрографические исследования показали, что чаще всего встречаются порфировая структура, иногда постепенно переходящая в офитовую, а в гиалобазальтах — стекловатая. Несколько реже наблюдались панидиоморфозернистая и скрытокристаллическая, а также афировая структуры (табл. I, а-в)¹.

По типу вкрапленников все базальты можно разделить на плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-пироксен-оливиновые и оливин-пироксеновые. Почти всегда среди вкрапленников присутствует рудная фаза, представленная обычно титаномagnetитом.

Более древние лавы нередко затронуты вторичными изменениями, которые выражены в широком развитии карбонатов, гидроокислов железа, реже халцедона. По оливину в таких лавах развиты иддингсит и боулингит (табл. I, г-е; табл. II, а-в). Большинство базальтов содержит включения глубинных пород ультраосновного состава, для которых характерно отсутствие интенсивных реакционных каемок (табл. II, г-е).

В основу разделения базальтов Дариганги на петрохимические группы и типы были положены особенности их химизма и структурно-минералогические характеристики вулканитов.

Для пород толеитовой группы характерно присутствие в разных соотношениях плагиоклаза, моноклинного пироксена и оливина как во вкрапленниках, так и в основной массе, часто представленной девитрифицированным стеклом. Объемные соотношения минералов в породах этой группы составляют: вкрапленники плагиоклаза — около 50%, авгит — 13–20%, оливин — 7–9% в оливиновых базальтах и 1,5–2% в толеитах (в кварцевых толеитах оливин отсутствует), рудные — до 2%, остальное — основная масса. В стекловатых разностях мезостазиис содержит микролиты плагиоклаза, авгита и рудных минералов.

Оливиновые базальты в отличие от толеитов содержат более 5% вкрапленников оливина, толеиты — менее 5%. Кроме того, в толеитах, и особенно в кварцевых толеитах, объемная доля плагиоклаза возрастает до 45–65% по сравнению с оливиновыми базальтами (35–52%), а количество авгита понижается — 13–15% по сравнению с 20%.

Среди базальтоидов этой группы выделяются лавы с пойкилоофитовой, долеритовой, микродолеритовой, интерсертальной и гиалопилитовой структурами. Если рассматривать вертикальный разрез различных потоков, которые обычно сложены базальтами, то в нижних их частях обычно располагаются базальты с гиалопилитовой и долеритовой структурами. Мощность последних различна и зависит от общей мощности всего лавового потока (от 0,3 до 1,5 м). В некоторых, более мощных участках потоков их центральная часть состоит из лав с пойкилоофитовой или долеритовой структурой. Кровля потоков обычно сложена базальтами с гиалопилитовой структурой.

Характерной чертой данной разновидности базальтов является незначительная мощность отдельных потоков (от 1,5 до 6 м). Частое их чередование при отсутствии признаков разрушения и отложения кластического материала в кровле свидетельствует о том, что временные интервалы между излияниями отдельных потоков были непродолжительными.

По петрографическим особенностям лавы толеитовой группы Дариганги близки к толеитовым базальтам Тункинской впадины, бассейна р. Джиды (Дархинтуйский лавовый покров), р. Чикой (лавы вулкана Большой Кумын). На Дариганге центральные части некоторых протяженных потоков сложены базальтами с пойкилоофитовой структурой.

¹ Фототаблицы I–XVI — см. вкл.

Внешне это серые мелкозернистые породы с порфировыми вкрапленниками желтовато-зеленого или оливково-зеленого оливина размером до 2–3 мм, призмами бурого (до черного) моноклинного пироксена и стекловатыми призматическими кристаллами плагиоклаза. Оливин нередко окаймлен рудным минералом. Пойкилоофитовая структура базальтов этой группы обусловлена резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза (по сравнению с пироксеном), имеющего форму сдвойникованных длинных призм и тонких таблиц; плагиоклаз содержит от 55 до 70% анортитовой молекулы и сдвойникован по альбитовому и карлсбадскому законам. По размеру зерна пироксенов превосходят зерна плагиоклазов, при этом нередко идиоморфные лейсты последнего образуют пойкилитовые вростки внутри крупных зерен пироксена.

В основной массе плагиоклаз также преобладает, образует пойкилоофитовые вростки в пироксене и многочисленные лейсты, пересекающиеся между собой. Плагиоклаз основной массы содержит 50–52% анортитовой молекулы. Количество его постоянно и варьирует незначительно – от 50 до 53%.

Оливин основной массы образует включения в центральных частях пироксеновых зерен или находится между лейстами плагиоклаза обычно в виде скоплений из нескольких зерен. Размер их – от сотых долей до 0,2 мм. Пироксен по оптическим свойствам ($c:N_g = 45^\circ$, $+2V = 58^\circ$) относится к титанистому авгиту, имеет в шлифе розовато-бурю окраску. Рудная фаза представлена изометричными зернами титаномагнетита и иголками, вероятно, ильменита; размеры зерен не превышают 0,2 мм.

Базальты с гиалопилитовой основной массой, приуроченные к нижним частям потоков, содержат отчетливо различимые вкрапленники оливково-зеленого оливина и блестящие по плоскостям спайности лейсты плагиоклаза. Основная масса – стекловатый базис с редкими микролитами плагиоклаза, авгита и рудного минерала.

Следующую группу базальтовых пород Дариганги составляют щелочные оливиновые базальты. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом (от андезина до лабрадора-битовнита), титанистым авгитом или эгирин-авгитом. Фельдшпатоиды практически отсутствуют. Оливин во вкрапленниках и в основной массе составляет ~10%.

Структура щелочных оливиновых базальтов почти всегда порфировая с микроделеритовой, гиалопилитовой и пилотакситовой структурами основной массы. В редких случаях основная масса имеет интерсертальную или витрофировую структуру.

Щелочные оливиновые базальты представлены на Дариганге тремя разновидностями, которые различаются главным образом по степени кристалличности и пористости. Лавы первого типа – это грубобузыристые и мелкопористые разновидности, иногда с хорошо выраженным флюидальным сложением. Обычно это черные или темно-серые породы верхних частей потоков. Второй тип характеризуется афанитовыми, мелкозернистыми и стекловатыми лавами серого и темно-серого цвета; они составляют преимущественно средние части потоков. В них макроскопически виден оливин, в ряде случаев – пироксен. Последний тип – сильнобузыристые шлаки вулканических конусов и черное (гиаломелановое) стекло. В отличие от шлаков, известных в Забайкалье и Прибайкалье, они обладают почти правильной шарообразной формой пор. Эти базальты устанавливаются повсеместно в центральной, южной и юго-восточной частях Дариганги (группа вулканов Барун-Яргойта-Ула, Шилийн-Богд и др.).

Минералогический состав лав представлен оливином, плагиоклазом, пироксеном, рудными минералами и вулканическим стеклом, в интерстициях отмечается калиевый полевой шпат (чаще всего санидин). Встречаются акцессорный апатит, а также вторичные идингсит и палагонит. Объемные соотношения раскристаллизованной части лав и стекла сильно меняются: от стекловатых разновидностей с небольшим количеством резорбированного оливина и микролитов плагиоклаза до почти полностью раскристаллизованных пород (5–10% стекла). Вкрапленники обычно составляют не более 10%. Оливин во вкрапленниках имеет размер не более 4–5 мм, а черный моноклинный пироксен – до 5–10 мм. В шлифах вкрапленники оливина (20–30 мол.% фаялита) бесцветны или слегка буроваты, разбиты многочисленными трещинками. Часто зерна оливина

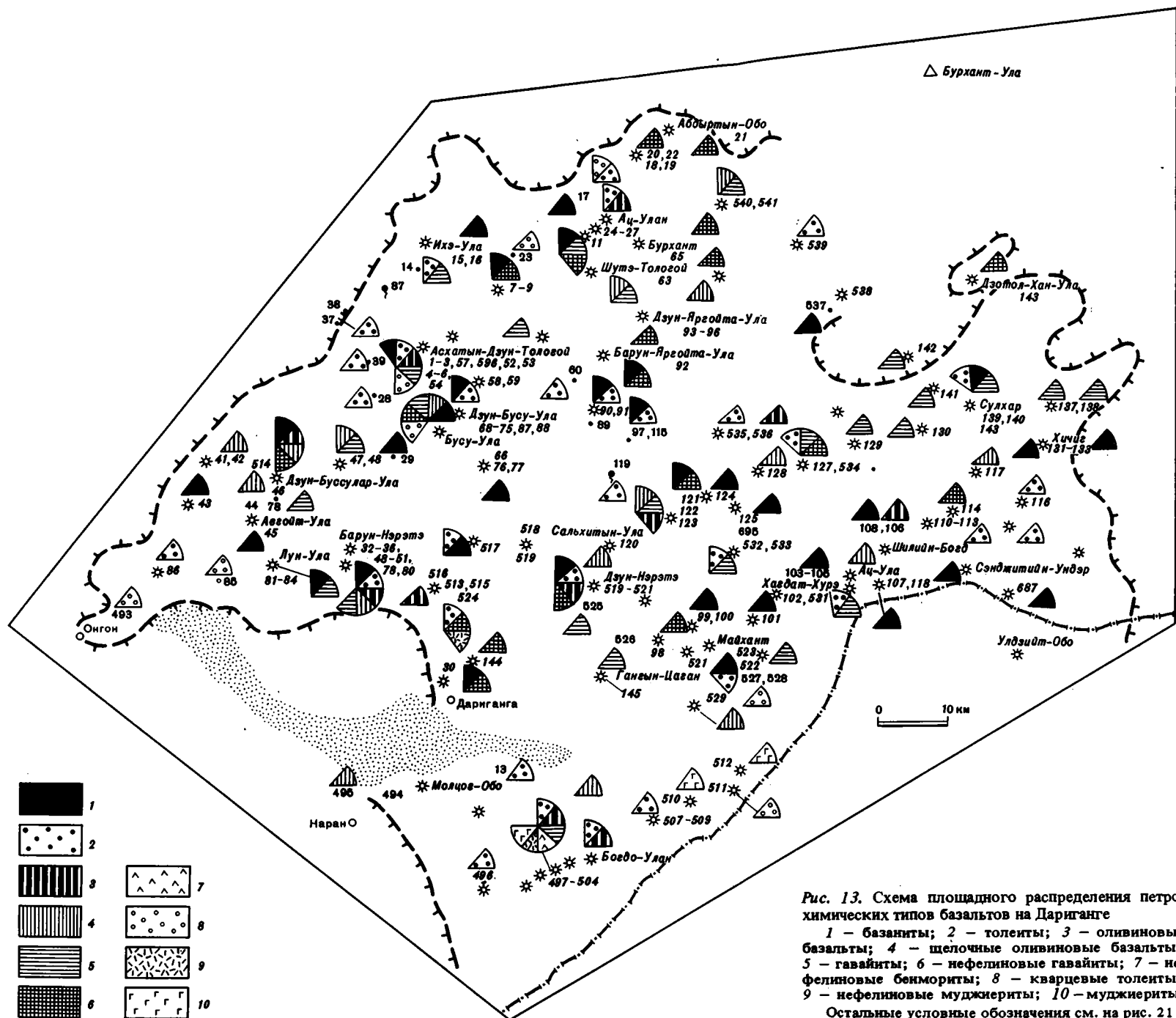


Рис. 13. Схема площадного распределения петрохимических типов базальтов на Дариганге

1 - базаниты; 2 - толеиты; 3 - оливиновые базальты; 4 - щелочные оливиновые базальты; 5 - гавайиты; 6 - нефелиновые гавайиты; 7 - нефелиновые бенмориты; 8 - кварцевые толеиты; 9 - нефелиновые муджиериты; 10 - муджиериты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 21

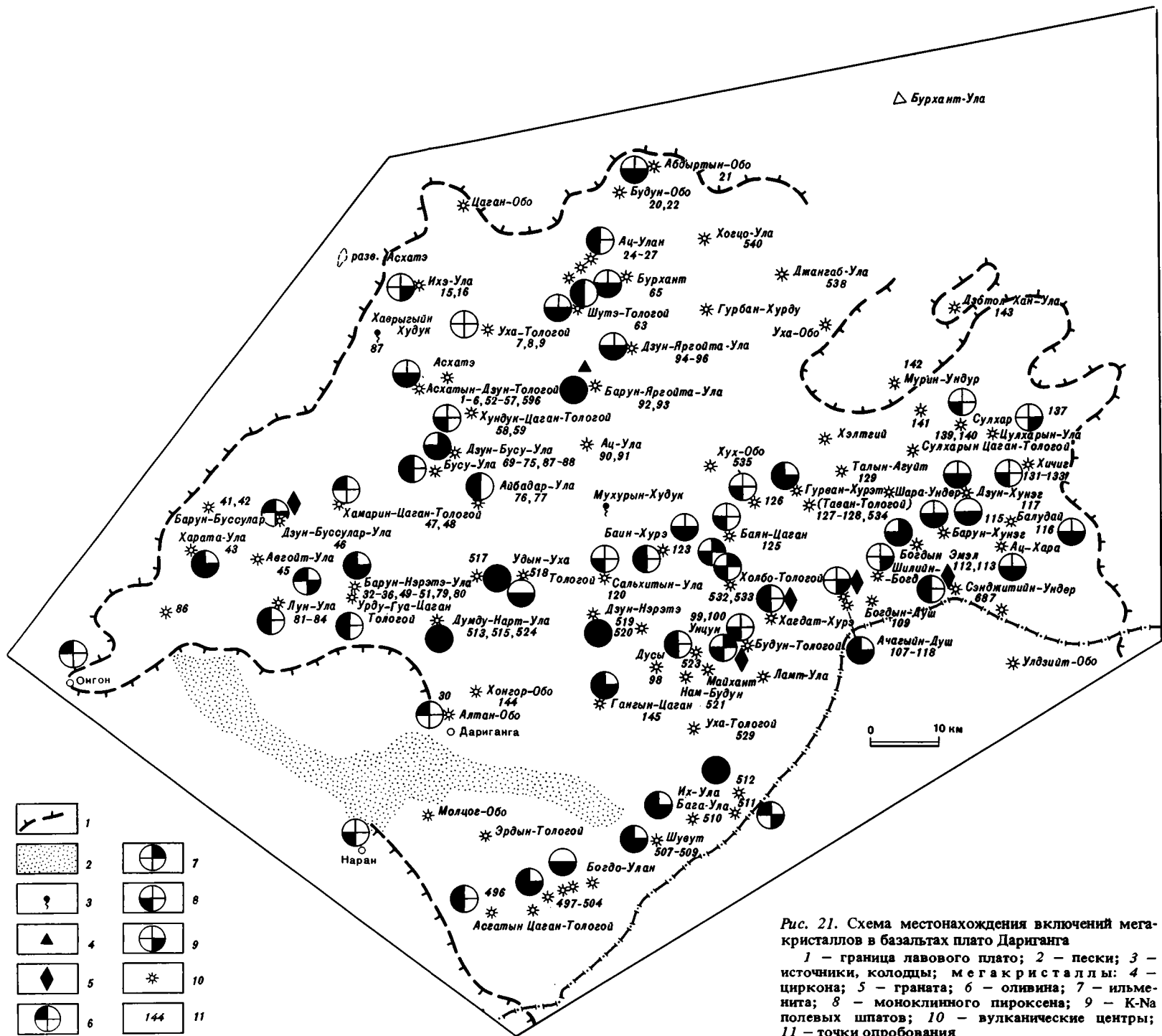


Рис. 21. Схема местонахождения включений мегакристаллов в базальтах плато Дариганга

1 — граница лавового плато; 2 — пески; 3 — источники, колодцы; мегакристаллы: 4 — циркона; 5 — граната; 6 — оливина; 7 — ильменита; 8 — моноклинного пироксена; 9 — К-На полевых шпатов; 10 — вулканические центры; 11 — точки опробования

окаймлены иддингситом и (или) бурыми окислами железа. Моноклинный пироксен вкрапленников относится к титанистому авгиту. Бесцветные призматические зерна пироксена часто деформированы с появлением небольших участков расплавления; для них характерны включения плагиоклаза и рудного минерала. Плагиоклаз вкрапленников (до 30%) корродирован с последующей регенерацией по краям зерен, по составу соответствует лабрадору ($Ан_{55-60}$). Вкрапленники плагиоклаза содержат включения моноклинного пироксена. Основная масса базальтов интерсертальная, реже гиалопидитовая. Она обусловлена наличием призматических зерен бесцветного или коричневатого моноклинного пироксена, тонких лейст плагиоклаза ($Ан_{40}$), небольшого количества округлых зерен оливина, часто в сростании с рудными минералами, и интерстиционного калиевого полевого шпата. Кроме названных минералов, изредка отмечаются цеолиты (анальцим), апатит, а также светло-бурое изотропное стекло.

Базальты в большинстве своем вторично изменены с появлением небольших количеств карбонатов и хлорита в основной массе (это наблюдается в большинстве случаев в лавах, залегающих в основании разрезов). Чаще всего вторичными изменениями затронут оливин, который замещается иддингситом и боулингитом.

В составе этой группы выделяются г а в а й и т ы. В этих породах объем различных фаз во вкрапленниках составляет: плагиоклаз — 36–38%, оливин — 32–30%, титанавгит — 27%, рудный минерал — ~ 5%, в редких случаях в виде аксессуара заметен апатит. Отличительной особенностью гавайитов является наличие в их составе среднего плагиоклаза (преимущественно андезина). Для них характерна порфиристая структура, часто встречаются микродолеритовая или интерсертальная структуры основной массы. Вкрапленники варьируют по соотношениям различных минералов: иногда оливин преобладает над плагиоклазом, но чаще всего выдерживаются приведенные выше соотношения.

Оливиновые вкрапленники образуют крупные, большей частью хорошо кристаллографически ограниченные бесцветные кристаллы. В ряде разновидностей базальтов встречены округлые, сильно трещиноватые зерна размером 1–2 мм. Угол оптических осей составляет 80–90°.

Вкрапленники плагиоклаза характеризуются удлинённой формой, встречаются в виде тонких лейст длиной до 2–2,5 мм. Замеры по углу симметричного погасания показывают, что плагиоклаз относится к андезину (№ 32–45). Наблюдается двойникование по альбитовому и карлсбадскому законам. Иногда по двойниковому шву проникает основная масса.

Авгит во вкрапленниках представлен крупными кристаллами с хорошей спайностью. Он либо бесцветен, либо имеет бледно-зеленую окраску. Его оптические константы $c:N_g = 44-43^\circ$, $+ 2 V = 58^\circ$, что соответствует обычному авгиту. Иногда в пироксенах наблюдаются включения зерен оливина, что указывает на его более раннее выделение относительно пироксена.

В основной массе пород развиты плагиоклаз, оливин, в меньшей степени — пироксен, магнетит и стекловатый базис. Плагиоклаз в основной массе преобладает (его содержание составляет от 45 до 70%). Он представлен беспорядочно ориентированными тончайшими лейстами. Между ними располагаются очень мелкие кристаллики пироксена, зерна оливина и титанистого магнетита. Август составляет от 10 до 30% от объема основной массы. Угол погасания равен 42–44°. Пироксены образуют удлинённые призмочки с тупыми окончаниями, размер 0,03–0,07 мм. Плеохроизм в авгитах основной массы явно не наблюдается; показатели преломления его $n_p = 1,702$, $n_g = 1,725$; двупреломление 0,023; кристаллы оптически двусосные, положительные, удлиненные также положительное. В основной массе обнаруживается рудный минерал — титаномангнетит. Он имеет правильные сечения, часто дает в шлифе квадратные и прямоугольные срезы, зерна неправильной формы различного размера; нередки агрегатные скопления. Количество магнетита варьирует от 8 до 12%. В тех зонах, которые располагаются ближе к шлаковидным частям потока в его кровле и где, вероятно, окислительные условия были более высокими, в основной массе содержится до 15–20% титаномангнетита.

Следует отметить, что в некоторых (довольно редких) шлифах гавайитов с микро- долеритовой структурой встречается буроватое и прозрачное стекло, а также ксено- морфный полевой шпат; чаще всего стекло заключено в интерстициях плагиоклаза, его показатель преломления колеблется от 1,545 до 1,548.

Муджнериты встречены всего в трех случаях и приурочены к юго-юго-западному краю Дариганги (вулкан Богдо-Улан и ряд центров к северо-востоку от него, за песками Молцог-Элс). Макроскопически эти породы имеют более светлые окраски (серые, серовато-коричневые), часто представлены плотными и тонкоплитчатыми разновидностями. Для муджнеритов характерны немногочисленные вкрапленники, составляющие всего 7–10% от общего объема породы. Чаще всего они представлены оливином и плагиоклазом (размер их по длинной оси составляет от 0,5 до 0,6 мм); реже встречается рудный минерал. Отмечаются вкрапленники апатита. Лейкократовая часть основной массы (~75%) сложена лейстами и отдельными сростками плагиоклаза (олигоклаза), а также ксеноморфными выделениями калиевого полевого шпата (видимо, анортклаза). В основной массе встречается слабоанизотропный анальцит и в редких случаях – интерстиционный кальцит. Окрашенные минералы основной массы представлены изометричными зернами оливина (0,05–0,10 мм, Fa_{40-42}), часто в сростании с рудными, а также с коричневатым, слабо плеохроирующим и бесцветным моноклинным пироксеном. Удлиненные зерна последнего располагаются в интерстициях между полевыми шпатами. Рудный минерал составляет 5–10% объема. Апатит встречается в виде акцессорного минерала, имеющего длиннопризматический габитус. В проходящем свете он замутнен скрытокристаллическими включениями, ориентированными в направлении удлинения.

Породы этой группы подвергнуты процессам слабого вторичного изменения (окисление оливинов и появление в интерстициях кальцита).

Группа базанитов характеризуется наличием во вкрапленниках оливина (15–25%), моноклинного пироксена (12–14%), в редких случаях основного плагиоклаза (до 5–7%) и нефелина (более 5%). В основной массе присутствуют основной плагиоклаз, полевой шпат, моноклинный пироксен, реже оливин, апатит, появляется также нефелин. Петрографически породы этой группы представлены раскристаллизованными и стекловатыми базальтами. Можно различить две генерации вкрапленников оливина. Более ранняя представлена крупными (от 0,5 до 1,2 мм) ксеноморфными, оплавленными зернами. Оптические константы его: $-2V = 80-90^\circ$, $Ng-Np = 0,039-0,044$. Оливин нередко замещается иллингситом и бурыми окислами железа. Более поздняя генерация оливина представлена сравнительно хорошо ограненными зернами размером от 0,2 до 0,8 мм. Иногда оливин дает двойники и сложные сростки, нередко корродирован основной массой. Возможно, что часть оливинов первой генерации (более ранней) является ксеногенной – продуктом дезинтеграции ультраосновных пород мантии.

Моноклинный пироксен во вкрапленниках представлен титан-авгитом в виде призм и небольших табличек размером 0,2–0,7 мм. Пироксен часто образует гломеропорфировые сростки. Его оптические константы: $c:Ng = 46^\circ$, $Ng - Np = 0,022$, $+2V = 51^\circ$. В породах этой группы встречаются бесцветные субпрямоугольные, реже шестиугольные кристаллы нефелина, $Ng - Np = 0,003 - 0,005$. Титан-авгит в основной массе присутствует в виде удлиненных призм размером до 0,04 мм; $c:Ng = 43-45^\circ$, $Ng - Np = 0,020 - 0,022$. В более редких случаях встречается диопсид, который в отличие от авгита образует ксеноморфные зерна размером до 0,03 мм. Они резорбированы основной массой, иногда с образованием скелетных форм.

Плагиоклаз в базанитах встречается исключительно в основной массе, образуя лейсты размером по длинной оси до 0,01–0,03 мм, а в стекловатых разностях – до 0,1 мм. Состав плагиоклаза колеблется от андезина до битовнита. Чаще всего состав плагиоклазовых микролитов отвечает лабрадору (№ 52–62). В интерстициях встречается кислый полевой шпат (олигоклаз). Здесь фиксируется магнетит, который представлен изометричными ксеноморфными зернами, составляющими густую вкрапленность в основной массе породы, и апатит. Вулканическое стекло бесцветное или бурое. В редких случаях

слабо двупреломляет. Нередко здесь же отмечают интерстиционные калиевый полевой шпат и нефелин.

Входящие в группу базанитов нефелиновые гавайиты и нефелиновые муджиериты отличаются от описанных в группе щелочных базальтов муджиеритов и гавайитов только увеличением содержания нефелина в основной массе (до 12%). Характеристика минералов и их оптические свойства в нефелиновых разностях аналогичны таковым в породах щелочнобазальтовой группы. Отметим лишь, что мезостазис в обоих разновидностях пород базанитоидов выполнен нефелином и плагиоклазом (редко калиевым полевым шпатом), отмечаются также тонкие игльчатые микролиты авгита. В виде мелких вкрапленников наблюдается рудный минерал (4–6%).

Нефелиновый бенморит установлен по петрохимическим данным только для одного образца 505 В/79, отобранного на южном краю Дариганги. В шлифе он выглядит более лейкократовым, чем описанные выше муджиериты, хотя по набору минералов отличается незначительно. Структура бенморита — порфиристая, вкрапленники представлены оливином ($Ф_{75-78}$) и олигоклазом. Иногда видны крупные кристаллы апатита и рудного минерала. Основная масса имеет хорошо выраженную трахитоидную структуру, обусловленную субпараллельным расположением лейст олигоклаза, а также калиевого полевого шпата и нефелина. Лейкократовая часть бенморита составляет 60% от общего объема породы. Лейсты плагиоклаза слабо индивидуализированы, имеются не очень четкие двойники. Ксеноморфный калиевый полевой шпат по объему соизмерим с плагиоклазом. В основной массе отмечается нефелин в виде ксеноморфных выделений. Темноцветные минералы представлены изометричными зернами оливина, часто в сростании с рудным, апатитом и бесцветным моноклинным пироксеном. Последний имеет бледно-зеленую окраску и, по-видимому, относится к щелочному типу. Рудный минерал встречается в виде мелких (0,01–0,005 мм) изометричных зерен с прямоугольными очертаниями. Из аксессуаров присутствует апатит.

Приведенное минералого-петрографическое описание показывает, что выделенным петрохимическим группам базальтоидов Дариганги соответствуют реально наблюдаемые отличия в структурах пород и их минеральном составе. При переходе от толеитов к базанитам закономерно меняется состав вкрапленников: увеличивается доля оливина и уменьшается, вплоть до полного исчезновения, количество плагиоклаза, нефелин появляется сначала в основной массе, а затем и среди вкрапленников. Ни в одной разновидности не встречены модальный кварц и гиперстен. Устанавливается сближенность составов почти всех породообразующих минералов в различных петрохимических группах пород.

Приведем краткие минералого-петрографические описания конкретных образцов вулканических пород Дариганги, дополненные результатами изучения этих объектов методом рентгеноспектрального микроанализа (РСМ).

Образец № 46/76. Взят из лавового потока в юго-восточной части вулкана Дзун-Бусулар-Ула. По петрохимическим данным относится к щелочному оливиновому базальту. Базальт содержит большое количество ксенолитов ультраосновных пород (лерцолитов), ксенокристов оливина и мегакристаллов моноклинного пироксена. Структура основной массы пойкилоофитовая. Вкрапленники представлены высокожелезистым оливином с нормальной зональностью (ядра имеют состав $Ф_{45}$, а край — $Ф_{60}$) и моноклинным пироксеном — 85 и 15% объема вкрапленников соответственно. Размер зерен в среднем составляет 0,4–0,6 мм. Моноклинные пироксены — зональные титанистые и глиноземистые авгиты. Титаномангнетиты — относительно однородные по составу кристаллы, рассеянные по всему объему породы, с очень высоким содержанием TiO_2 (27–28 мас.%) и незначительной примесью Mg.

Основная масса — поликристаллическая, мелкозернистая, частично микрозернистая и состоит из идиоморфных длиннопризматических индивидов плагиоклаза, промежуточные между которыми заполнены пироксеном и отчасти оливином. Присутствует здесь также и рудный минерал. Состав плагиоклаза в основной массе по оптическим свойствам близок к лабрадору-битовниту, однако микронзондовые определения пока-

зали, что состав зональных кристаллов варьирует от лабрадора до андезина. Оливин в основной массе почти нацело замещен иддингситом. Состав основной массы: плагиоклаз — 45%, оливин — 35%, моноклинный пироксен — 10%, титаномагнетит — 10%.

Образец № 63/76. Обломок лавы вулкана Шутз-Тологой, содержащей много ксенокристов оливина, кварца и включений ультрабазитов. Присутствуют также мегакристаллы черного пироксена в "реакционных рубашках" из полевого шпата. Базальт хорошо раскристаллизован, имеет долеритовую структуру. По петрохимическим данным порода отнесен к типу щелочного оливинового базальта.

Вкрапленники представлены зональными кристаллами оливина (~10%) и моноклинного пироксена (~90%). Последний является титанистым авгитом, слабо плеохроирует; углы погасания, определенные по двойникам и спайности, равны $47-48^\circ$, $+2V = 51^\circ$, $Ng = 1,727$, $Np = 1,698$, $Ng - Np = 0,029$. Характерно появление в некоторых кристаллах структуры песочных часов. Часто кристаллы пироксена имеют клиновидную форму. Оливин более магнезиален, чем в предыдущем образце (Fe_{22}). Рудные — высокотитанистый титаномагнетит ($TiO_2 \sim 20$ мас.%), средний размер зерен $\sim 0,01-0,03$ мм.

В основной массе моноклинный пироксен встречается в виде микролитов среди интерстиционных плагиоклазов и стекла с размером изометричных зерен около $0,15-0,25$ мм. Угол $c:Ng$ изменяется от 43 до 45° . Соотношение минералов основной массы: плагиоклаз $\sim 60\%$, моноклинный пироксен $\sim 15\%$, оливин $\sim 10\%$, титаномагнетит $\sim 10\%$, стекло — $5-7\%$.

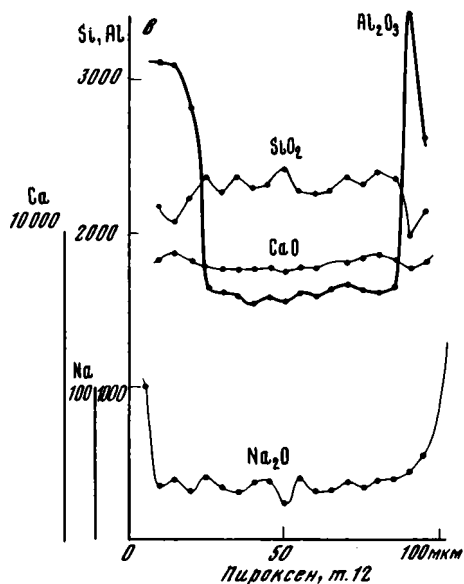
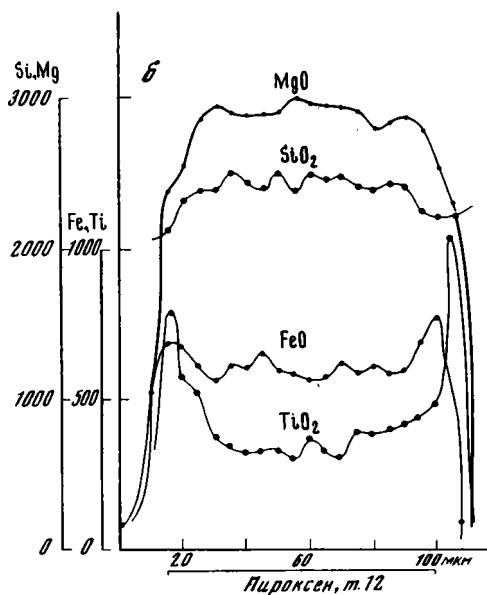
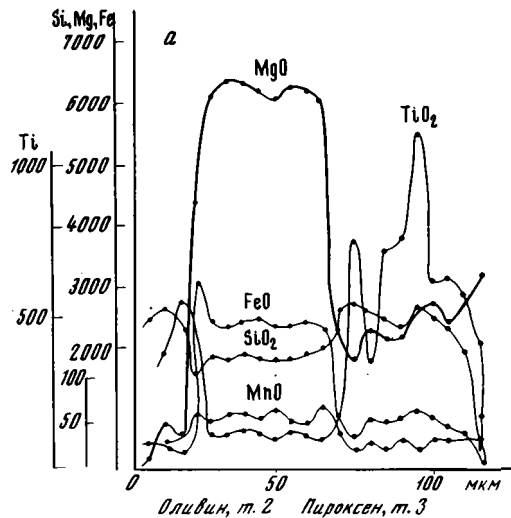
Образец № 84/76. Базальт из дайки субширотного простирания в северо-западной части вулканической постройки Лун-Ула; структура основной массы гиалопилитовая. Загрязненность породы ксеногенным материалом высокая — до $15-17\%$ объема. По петрохимическим данным образец отнесен к нефелиновому базальту.

Вкрапленники — оливин ($15-20\%$) и моноклинный пироксен ($85-80\%$). Последний несколько крупнее оливина ($0,3-0,4$ мм против $0,1-0,2$ мм). Оливины хорошо огранены и часто встречаются в виде сростков с пироксенами (иногда в виде мелких включений в них). Титаномагнетит ($TiO_2 \sim 18-20$ мас.%) распространен по всему объему породы, в том числе в виде сростков и включений в силикатах-вкрапленниках. В основной массе он заполняет промежутки между плагиоклазом и пироксеном, а также образует отдельные скопления. Пироксены часто встречаются в виде звездчатых агрегатов. Основная масса существенно полевошпатовая. Плагиоклаз образует микролиты длиной $1,3-1,5$ мм, шириной $0,2-0,3$ мм, плагиоклаз ($N 52-53$, реже 58) соответствует лабрадору. Данные РСМ согласуются с оптическими определениями. Оливины по оптическим данным ($-2V = 74^\circ$, $Ng - Np = 0,043$) представлены гиалосидеритом с переходом к гортонолиту. Оливины вкрапленников более магнезиальны (содержание фаялита не более 34 мол.%). Титанистые авгиты в основной массе встречаются в виде интерстиционных зерен между микролитами плагиоклаза, размер зерен $0,1-0,2$ мм. Угол погасания $c:Ng$ сравнительно высок и составляет 43° , реже 51° . Видна призматическая спайность; $Ng - Np = 0,024$, что соответствует Вол — $43,6\%$, Эн — $46,6\%$, Фс — $9,8\%$. Микронзондовый анализ приводит к несколько иному соотношению компонентов без учета Al, Ti, Na: Вол — $48,1\%$, Эн — $35,7\%$, Фс — $16,2\%$. Среди аксессуаров распространен апатит игольчатой формы. Присутствует также бурое, слабо просвечивающее стекло с мелкими точечными кристалликами пироксена и титаномагнетита. В незначительном количестве ($2-3\%$) в пустотах совместно со стеклом присутствует бесцветный с высоким двуупреломлением карбонат. Стекло очень неоднородно по составу, вблизи кристаллов пироксена существенно возрастает содержание калия. Выделяются фазы, близкие по составу к калий-натриевому полевоому шпату.

Исследование этого образца на рентгеноспектральном микроанализаторе позволило установить тонкую, скорее всего, осциллирующую зональность оливинов и моноклинных пироксенов. На рис. 14 приведены характерные профили распределения компонентов состава для двух кристаллов пироксена (рис. 14, б, в) и одного — оливина (рис. 14, а). Отчетливо видны наиболее резкие изменения состава в тонких краевых

Рис. 14. Профили линейного сканирования электронным зондом минералов базальта 84/76

По оси ординат показаны содержания элементов в условных единицах; а — распределение компонентов состава в сосуществующих оливине и моноклинном пироксене (зерна 2 и 3); б и в — распределение компонентов состава в моноклинном пироксене (зерно 12).



зонах кристаллов, толщина которых не превышает 15 мкм при средней длине профиля (размере кристалла) 100–200 мкм. Краевые зоны кристаллов пироксенов значительно обогащены железом, титаном, алюминием и обеднены магнием и кремнием. Кристаллы оливина также характеризуются "нормальной" зональностью; края обогащены железом и обеднены магнием. Такая зональность обусловлена изменением состава расплава при кристаллизации в условиях низкой легучести кислорода. Осциллирующая зональность (рис. 15) отражает диффузионный характер распределения компонентов расплава вокруг растущего кристалла с периодическим изменением степени пересыщения среды соответствующими компонентами. В табл. III, IV, V, (везде а–е) приведены другие примеры неоднородного строения вкрапленников и минералов основной массы базальтов, ярко показывающие избирательный характер вида зональности (в том числе характер осцилляции) для отдельных элементов.

Оразец № 494/79 отобран из лавового потока в 1,5–2 км северо-северо-восточнее сомона Наран (возле родника Наран-Булак). Лава представляет собой комковатый

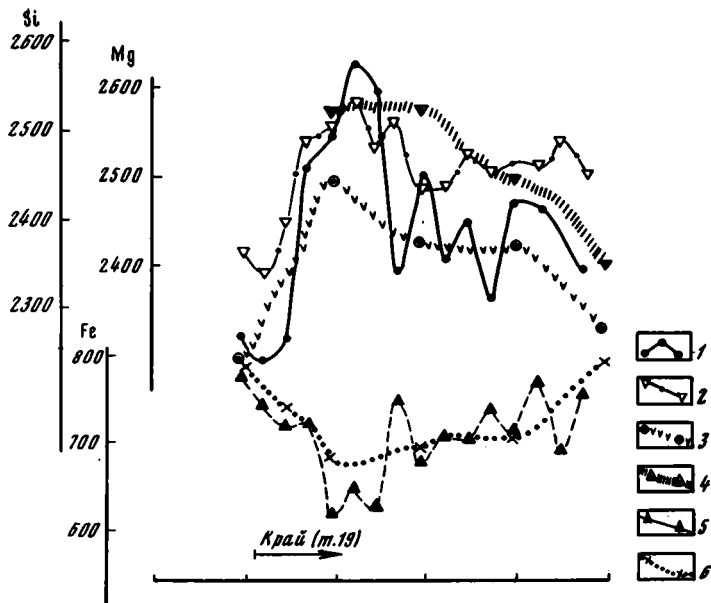


Рис. 15. Профили линейного сканирования электронным зондом кристалла моноклинного пироксена (зерно 19) в базальте 84/76

По оси ординат показаны содержания элементов в условных единицах: 1, 2 и 5 — сканирование по Mg, Si и Fe соответственно с шагом 5 мкм; 3, 4, 6 — то же, с шагом 20 мкм

мелкоглыбовый базальт с многочисленными миндалинами, заполненными кальцитом и халцедоном. В нем в изобилии встречаются включения лерцолитов, мегакристаллов черного пироксена. Базальт был детально изучен методом РСМ, так как в нем впервые был обнаружен высококальциевый моноклинный пироксен со структурой распада (см. гл. III). Петрохимический тип базальта не определен — для него не был сделан химический анализ.

Вкрапленники представлены только оливином, их размер 0,3–0,4 мм. Структура основной массы пойкилоофитовая, минеральный состав: плагиоклаз ~ 60%, оливин и моноклинный пироксен по ~ 10%, титаномагнетит ~ 7%, щелочной полевой шпат в интерстициях ~ 7% и стекло ~ 5%. При микронзондовых исследованиях был обнаружен низкокальциевый и низкомагнезиальный амфибол. Оливин основной массы характеризуется высокой железистостью. Наложенные процессы проявились не только в амфиболитизации базальта, но и в высоких количествах кремнезема, определяемых постоянно в составе титаномагнетита (вероятно, из-за тонкого прорастания силикатом).

Образец 501/79 характеризует базальт одного из шлаковых конусов в группе вулканов, расположенных в южной части плато Дариганга, в ~ 8 км западнее вулкана Богдо-Улан (или Баян-Дулан). Образец взят на внешнем, юго-восточном, склоне конуса, где наряду со шлаками имеются выходы плотных и комковатых лав, переполненных включениями ультрабазитов, пироксенитов, полевошатовых пород земной коры, а также мегакристаллами полевого шпата и моноклинного пироксена. Порода отнесена к группе нефелиновых мунджеритов. Структура породы витропорфировая.

Вкрапленники представлены кристаллами моноклинного пироксена размером 0,3–0,4 мм (75%) и более мелкими зернами оливина (0,1–0,3 мм, 25%). По оптическим свойствам оливин относится к переходной разности от хризолита к гиалосидериту ($-2 V = 82-84^\circ$). Микронзондовые данные подтверждают это определение (Φ_{30}). Клинопироксен вкрапленников — титанистый авгит в виде четко ограниченных кристаллов с хорошо развитой спайностью, бесцветный либо слабо-зеленоватой окраски, $c:N_g = 43-44^\circ$, $+2 V = 58^\circ$.

Химические и нормативные составы базальтов,
для которых в настоящей работе приведено петрографическое описание, мас. %.

Компонент	Номер образца				
	46	63	84	501	687
О к с л ы					
SiO ₂	45,26	43,56	45,36	42,82	40,86
TiO ₂	2,25	2,65	2,45	3,56	2,67
Al ₂ O ₃	12,44	11,91	12,30	10,26	12,66
Fe ₂ O ₃	5,00	3,67	4,32	6,28	7,96
FeO	7,07	8,62	8,62	7,64	9,61
MnO	0,18	0,17	0,17	0,18	0,18
MgO	9,84	11,24	8,65	11,65	10,50
CaO	10,92	10,25	10,72	8,72	8,98
Na ₂ O	2,66	2,40	3,50	4,30	3,25
K ₂ O	1,28	1,20	1,54	1,42	1,60
P ₂ O ₅	0,88	0,85	0,83	0,98	0,73
ппп	1,80	3,24	1,39	1,79	1,00
Сумма	99,58	99,76	99,85	99,60	100,00
М и н е р а л ы					
Орт	7,78	7,23	8,90	8,34	9,45
Аб	19,91	16,77	17,29	17,82	9,85
Ан	18,63	18,90	13,62	4,73	15,23
Неф	1,70	2,27	6,82	10,51	9,56
Ди	24,46	22,43	27,93	25,99	19,58
Оп	13,57	19,66	13,57	14,79	17,02
Мт	7,42	5,57	7,42	9,28	11,54
Ил	4,41	5,17	4,41	6,99	5,07
Ап	1,95	1,92	1,95	2,17	1,59

Примечание. 46 — Дзун-Бусулар-Ула, 63 — Шутэ-Тологой, 84 — Лун-Ула, 501 — шлаковый конус в ~ 8 км западнее Богдо-Улан, 687 — Сэнджитийи-Ундэр. Здесь и далее в таблицах в номерах образцов год опробования опущен (полные номера приведены в Приложении).

Порода сложена оливином, плагиоклазом (лабрадором № 50—52), титан-авгитом, кали-натриевым полевым шпатом, нефелином с примесью кальсилита и стеклом. В сильностекловатых участках количество стекла достигает 70%. Среди кристаллических фаз в основной массе преобладают полевошпатовые минералы. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом. Последний отличается от относительно изометричной шпинели удлинёнными формами (соотношение длины к ширине ~ 6 ÷ ÷ 3 : 1). Как правило, зерна ильменита крупнее, чем титаномагнетита. По содержанию MgO ильменит близок к низкомагнезиальным пикроильменитам. Титаномагнетиты характеризуются повышенным содержанием марганца, причем концентрация последнего сильно варьирует от зерна к зерну. Содержание титана, как это свойственно титаномагнетитам базальтоидов Дариганги, высокое (TiO₂ ~ 20—22 мас.%). Среди аксессуаров наиболее распространен апатит (табл. IV, а—е).

Образец № 687/83. Порода, принадлежащая к типу нефелинового базальта, интересна прежде всего тем, что с ней связаны многочисленные находки гранатовых лерцолитов, редких типов других глубинных пород, мегакристаллов граната. Встречаются раскристаллизованные и стекловатые разности. Структура в целом порфировая, с достаточно крупными вкрапленниками оливина (до 1,5 мм) и их сростками; в раскристаллизованных образцах, помимо оливина, наблюдаются короткопризматические вкрапленники титанистого авгита. Основная масса имеет призматически-таблитчатую структуру с переходами в долеритовую. Отмечается примерно одинаковый идиоморфизм микролитов авгита и плагиоклаза.

Окислы	Оливин						
	84	46	63	501	520д	494	687
SiO ₂	39,20	37,00	39,58	38,50	37,13	37,42	38,94
TiO ₂	—	—	0,02	—	0,05	0,36	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	2,49	1,50	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,13	0,03	—
FeO	24,41	25,02	15,27	20,33	17,11	31,25	17,45
MnO	0,44	He опр.	0,23	0,21	0,21	0,46	0,20
MgO	38,10	37,1	44,37	40,28	41,56	24,44	42,30
CaO	—	0,37	0,24	0,14	0,23	3,10	0,20
Na ₂ O	—	—	—	—	—	He опр.	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,20	—
Сумма	99,15	99,49	99,71	99,52	98,91	96,06	99,09

Таблица 4 (окончание)

Окислы	Титаномагнетит						
	84	46	63	501	520д	494	687
SiO ₂	—	—	—	0,09	—	2,22	0,13
TiO ₂	19,46	27,68	20,00	21,09	14,85	25,68	21,66
Al ₂ O ₃	1,39	1,22	4,00	0,56	He опр.	1,30	0,89
Cr ₂ O ₃	—	0,44	1,00	0,25	—	5,54	0,13
FeO	69,84	70,24	65,00	71,70	72,83	61,53	70,13
MnO	0,67	0,68	0,60	1,06	0,50	0,80	0,97
MgO	2,27	2,63	4,00	2,34	0,31	2,47	4,08
CaO	0,44	—	—	0,30	0,36	—	0,32
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	94,07	102,89	94,60	97,39	88,85	99,54	98,31

Примечание. Приведены результаты анализов центральных частей кристаллов; средние составы — по определениям нескольких зерен в каждом образце породы. Все железо определено в виде FeO.

Структура базиса в зависимости от степени кристалличности варьирует от интерсеральной до гиалопилитовой. Модальный состав раскристаллизованных образцов следующий (% от общего объема породы): вкрапленники оливина (15–20) и моноклинного пироксена (до 20), основная масса (65–60) состоит из титанистого авгита (до 40), плагиоклаза (25–35), щелочного полевого шпата (7–10), апатита (1–3), рудного минерала (3–5) и нефелина (0–3). В стекловатом базаните вкрапленники представлены исключительно оливином, а основная масса состоит из буроватого непрозрачного стекла (до 40%).

Оливин образует правильные, хорошо ограненные кристаллы, которые иногда сростаются в двойники. Он бесцветен, краевые зоны нередко окрашены в бурый цвет. Часто кристаллы корродированы и содержат включения бурого стекла. Оптические константы оливина ($N_g = 1,717-1,720$, $N_p = 1,683$, $-2V = 88-90$) позволяют отнести его к разновидности, переходной от хризолита к гиалосидериту (Φ_{27-32}). Микрозондовые исследования выявили отчетливую зональность вкрапленников: центральные зоны кристаллов имеют состав Φ_{23-27} , края — Φ_{30-39} . Наиболее магниезильные ядра крупных вкрапленников оливина содержат 14 мол.% фаялита.

Моноклинный пироксен						
84	46	63	501	520д	494	687
49,81	46,83	46,43	50,14	45,22	46,83	45,41
1,56	2,05	3,43	1,48	4,83	4,22	3,83
4,28	3,65	6,16	4,59	6,28	7,53	8,28
—	—	0,06	0,03	—	—	0,02
7,48	7,59	8,62	7,99	9,89	8,34	9,46
0,15	0,19	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14
12,45	13,38	11,94	13,04	11,02	11,00	10,66
20,99	22,04	21,29	22,08	21,43	21,92	22,07
0,36	0,53	—	He опр.	He опр.	He опр.	0,66
—	—	—	—	—	0,03	0,03
97,08	96,26	98,07	99,49	98,81	100,22	100,56

Плагиоклаз			Нефелин	Ильменит	Амфибол
84	46	63	501	501	494
56,10	59,35	52,74	40,86	0,13	42,68
—	0,18	0,25	0,02	50,19	8,26
27,10	22,78	27,24	32,32	0,31	21,68
—	—	—	—	0,05	0,52
—	0,41	0,80	0,89	41,38	5,24
—	—	—	—	0,65	0,00
—	—	—	—	4,66	5,94
8,53	4,96	10,85	0,32	0,29	1,68
5,85	7,68	4,81	16,32	—	He опр.
0,83	2,00	0,65	3,81	—	2,51
99,03	97,36	97,34	94,34	97,66	88,41

Моноклинный пироксен образует призматические кристаллы (до ~0,2 мм) и удлиненные микролиты (длина больше 0,1 мм). Ядра вкрапленников бледно-коричневые, $c:Ng \approx 46-47^\circ$, по периферии окраска бурая, $c:Ng \approx 41-42^\circ$. Оптические константы: $Ng \sim 1,724$, $Np \sim 1,695$. Для пироксенов характерна сильная дисперсия ($\rho > \nu$), особенно часто в краевых зонах кристаллов. Оптические свойства этих зон для вкрапленников соответствуют таковым для микролитов основной массы (титан-авгит, титан-салит). Оптическая диагностика полностью соответствует химическому составу пироксенов, который показывает высокие содержания окислов титана, алюминия и железа.

Плагиоклаз представлен удлиненными лейстами с простой зональностью. Состав, определенный методом симметричного (максимального) угасания по отношению к плоскости (010), а также на разрезах $\perp [100]$ варьирует от № 50 до 65 в ядре, а ближе к краю его состав меняется от № 37 до 30. Средний состав мезостазиса, по данным РСМ, эквивалентен андезину (An_{30}).

Нефелин встречается в виде ксеноморфных выделений между микролитами плагиоклаза и моноклинного пироксена. В небольшом количестве встречается апатит и рудный минерал. Последний представлен достаточно однородным титаномагнетитом

с высоким, обычным для данных базальтоидов содержанием TiO_2 (~ 22–23 мас.%) (табл. V, а–е).

Химические и нормативные составы минералов описанных выше образцов вулканитов приведены в табл. 3. В табл. 4 даны составы основных породообразующих минералов из этих образцов, определенные методом РСМ. Там же приведены данные для базальта № 520 Д/79 из вулканической постройки Дзун-Нэрэтэ, петрографическое изучение которой не проводилось. Петрохимическая принадлежность описанных пород к щелочному типу базальтоидов выражена наличием среди вкрапленников только модалльных темноцветных минералов – оливина и моноклинного пироксена. Модальный нефелин определен лишь в одном образце. По-видимому, это обусловлено кристаллизацией глиноземистого моноклинного пироксена, что приводит к некоторому снижению содержания Al_2O_3 в остаточном расплаве и увеличению его кремнекислотности (т.е. вместо фельдшпатоидов образуется К-На-полевой шпат).

ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ

Основная информация о геохимии кайнозойских базальтоидов Монголии содержится в работе В.В. Кепежинскас [58]. Было изучено распределение 11 рассеянных элементов, главным образом из группы литофильных. В настоящей работе приводятся содержания 17 рассеянных элементов, определенные методом полуколичественного спектрального анализа в 17 образцах, относящихся ко всем выделенным петрохимическим типам. Дополнительно методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) изучено еще 10 образцов (1 кварцевый толент, 2 толента, 3 щелочно-оливиновых базальта, 1 гавайит, 1 базанит, 2 нефелиновых гавайита).

Уран и торий. Известно, что существует отчетливая корреляция в содержании этих литофильных элементов с петрохимическим типом базальтоидов; ими явно обогащены расплавы, богатые щелочами и кремнеземом [52]. В базальтах Дариганги установлены содержания U и Th в пределах (10^{-4} мас.%) 0,8–5,6 и 3,4–11,1 соответственно. При этом толентовые разности несколько беднее данными элементами. Между ними устанавливается линейное соотношение с коэффициентом корреляции $K = 0,86: Th = 1,6 U + 2,36$.

На диаграмме (рис. 16, а) видно, что этот тренд прекрасно отражает общие особенности распределения U и Th в различных глубинных магматических породах – от базальтов до кимберлитов. По абсолютным величинам содержаний базальты Дариганги занимают на диаграмме промежуточное положение между щелочными континентальными базальтами Восточно-Африканского рифта и базальтоидными кимберлитами Африки и Якутии. Высокая корреляция установлена также между следующими парами элементов (в скобках показан коэффициент корреляции): уран–кремний (–0,728), уран–фосфор (0,809), уран–хлор (0,712), торий–кремний (–0,738), торий–фосфор (0,849), торий–натрий (0,765), торий–барий (0,748). Обращает на себя внимание отрицательная корреляция между данными элементами и кремнеземом. Это отражает переход от низкокремнистых и высокощелочных базанитов к толентовым разностям.

Свинец. Содержание этого элемента ($4,6–11,4 \cdot 10^{-4}$ мас.%) отражает по петрохимическому характеристикам "промежуточную" позицию базальтоидов Дариганги – между платобазальтами и кимберлитами. Так, для базальтов Срединно-Атлантического хребта установлена концентрация $Pb \sim 2–3$ г/т, для базальтов Исландии – 3,7–4 г/т [52]. В кимберлитах и родственных им породах Сибирской провинции – 15–28 г/т [50]. Намечается тенденция увеличения содержания Pb в более щелочных разностях пород Дариганги. Высокая корреляция установлена между содержаниями свинца и рубидия (0,724), меди (0,727), цинка (0,736).

Цинк и медь. По данным [58], в базальтах Дариганги установлены содержания цинка и меди (10^{-4} мас.%) 110–170 и 42–72 соответственно. Концентрация меди повышается в толентовых разностях, а цинка – в более щелочных бесполовшпатовых

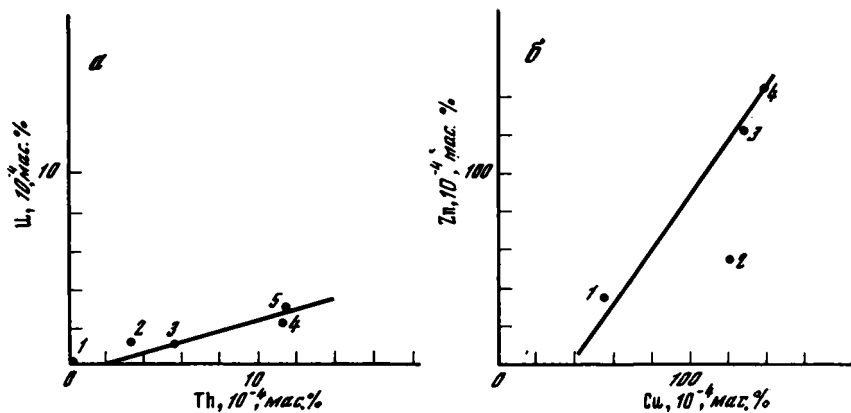


Рис. 16. Соотношение U и Th (а) и Zn и Cu (б) в базальтах Дариганги

Прямые линии отвечают установленным линейным корреляционным соотношениям (объяснение см. в тексте). Д и а г р а м м а а: 1 — океанические толеиты; 2 — щелочной оливиновый базальт Гавайев; 3 — щелочной базальт рифта Восточной Африки; 4 — африканский базальтоидный кимберлит; 5 — средний кимберлит Сибири, по [50, 52]. Д и а г р а м м а б: 1 — ультраосновные включения в кимберлитах; 2 — кимберлиты; 3 — толеиты; 4 — базальты Исландии, по [50, 52]

породах. По нашим определениям, содержания цинка и меди заключены в пределах 100–250 и 100–200 г/т соответственно. Между концентрациями цинка и меди установлена линейная зависимость: $Zn = 1,44 Cu - 55,3$ с коэффициентом корреляции $K = 0,88$. Этот тренд полностью согласуется с распределением Cu и Zn в ультраосновных и базальтовых породах (см. рис. 16, б). Сильный сдвиг кимберлитовой точки в область богатых медью составов объясняется высоким содержанием в кимберлитах сульфидов. Щелочные базальты Дариганги не нарушают установленной тенденции обогащения толеитов Cu и Zn относительно щелочных серий [52].

Хлор, фтор. Содержание этих элементов сильно варьирует в породах одного петрохимического типа. Установлено, что щелочные базальты обогащены ими по сравнению с толеитами [154]. В базальтоидах Дариганги содержания хлора и фтора составляют (10^{-4} мас.%) 60–620 и 100–980 соответственно, что укладывается в диапазон концентраций, характерных для базальтов различной основности и щелочности.

Ртуть. Содержание ртути колеблется в пределах 9–90 мг/т, что соответствует уровню концентрации ртути в различных по составу породах Земли — от перидотитов до базальтов и риолитов [52]. Можно отметить некоторую корреляцию в содержаниях ртути в базальтах Дариганги с содержанием марганца (–0,594) и меди (0,566).

Литий. Установлено обогащение литием щелочных базальтоидов по сравнению с толеитами [52] — 10 г/т и 8 г/т в первых и вторых соответственно. По данным [58], в базальтах Монголии средняя концентрация лития составляет 5–10 г/т. По нашим данным, базальтоиды Дариганги содержат лития 2–15 г/т. Исследование геохимии вулканических пород Исландии показало, что "геохимическая история лития является общей с таковой калия и натрия" [52, с. 137]. Однако для базальтов Дариганги корреляция между содержаниями лития и щелочей не установлена.

Рубидий. Рубидий является показательным геохимическим элементом, так как его содержания заметно варьируют в различных группах пород. Во всех работах отмечается отчетливая корреляция между содержаниями рубидия и калия. Отношение K/Rb используется многими петрологами при изучении возможных путей эволюции (дифференциации) магматических расплавов. По данным [58], вулканы Дариганги содержат 10–51 г/т рубидия, причем от толеитовых базальтов к щелочным параллельно возрастают содержания K и Rb. Отношение K/Rb заключено в пределах 202–976. Большие колебания K/Rb отмечаются не столько между петрографическими группами пород, сколько внутри каждой группы. Наши определения дают содержа-

ния Rb 14–51 г/т, что полностью согласуется с приведенными выше величинами. Высокая корреляция установлена между содержаниями K и Rb (0,765) и, как отмечалось выше, рубидия и свинца. Отношение K/Rb для базальтов Дариганги заключено в пределах 340–565, за исключением одного образца (K/Rb = 1128). Базальты БРЗ характеризуются значениями K/Rb, равными 500–800. Диаграмма (рис. 17) показывает, что для базальтов Дариганги отсутствует тенденция в изменении K/Rb при переходе от одной петрохимической группы к другой. Однако выдерживается тенденция уменьшения величины K/Rb при переходе к более глубинным магмам [50] – кимберлитовым.

Барий и стронций. Эти щелочноземельные элементы также являются типоморфными, поскольку их содержания сильно варьируют при переходе от одного петрохимического типа пород к другому. В щелочных базальтах содержание Ba и Sr значительно выше, чем в толеитах (444 и 774 г/т против 224 и 450 г/т соответственно) [154]. В базальтах Дариганги содержания Ba и Sr заключены соответственно в пределах 250–500 и 200–500 г/т. Близкие содержания Sr приведены для базальтов БРЗ – 375–720 г/т [59]. Кимберлиты несколько богаче этими элементами: 700 г/т Sr и ~ 1000 г/т Ba [50]. Отмечается, что наиболее богатые Sr и Ba кимберлиты приближаются к карбонатитам [50].

В общем, поведение Sr и Ba аналогично изменчивости в содержаниях K и Rb [52]. От толеитов к щелочным разностям увеличиваются концентрации этих элементов и величина отношения Ba/Sr. На диаграмме рис. 18 показано соотношение в содержаниях рассматриваемой пары элементов. Видно, что от среднего тренда изменения Ba/Sr, выведенного по многочисленным данным для базальтов различных петрохимических групп [68], точки составов базальтов Дариганги отклоняются в сторону большей величины Ba/Sr. Вероятно, это является отражением повышенной калиевоности данных вулканитов по сравнению с "натриевыми" базальтами океанических островов. Выше мы показали, что базальты Дариганги занимают всю область составов между трендами натриевой серии пород Гавайских островов и калиевыми сериями островов Гоф и Тристан-да-Кунья. Близкой величиной Ba/Sr характеризуются кимберлиты. В среднем Ba/Sr для пород Дариганги заключено в пределы 1–1,5. Коэффициент корреляции содержаний Ba и Sr в базальтах Дариганги $K = 0,663$. Более значимо содержание Ba коррелирует с содержаниями Si (–0,835), P (0,757), Th (0,748). Концентрация Sr коррелирует с таковой Si (–0,794), и P (0,876). Линейные уравнения, связывающие содержания этих пар элементов, имеют следующий вид:

$$\text{Ba} = -0,3 \text{ Si} + 17,38 \quad (\text{Ba} - \cdot 10^{-2}, \text{ Si в виде SiO}_2, \text{ мас. \%}),$$

$$\text{Ba} = 1,95 \text{ P} + 2,18 \quad (\text{Ba} - \cdot 10^{-2}, \text{ P в виде P}_2\text{O}_5, \text{ мас. с \%}),$$

$$\text{Sr} = 2,6 \text{ P} + 1,0 \quad (\text{Sr} - \cdot 10^{-2}, \text{ P в виде P}_2\text{O}_5, \text{ мас. \%}).$$

Молибден. Наши определения содержания Mo согласуются с литературными данными, касающимися его низких концентраций в базальтах [52]. В базальтах Дариганги установлены содержания Mo в пределах 2,5–8 г/т.

Хром. В работе [52] отмечаются сильные вариации содержаний хрома в различных типах базальтов, а также в базальтах одной петрохимической серии из разных регионов. Но в то же время все щелочные базальты и толеиты характеризуются близкими содержаниями Cr – 187 и 162 г/т соответственно [154]. Базальты Дариганги не выделяются из этой группы по этому геохимическому показателю (3–300 г/т, в среднем 200 г/т). Толеитовые разности несколько беднее щелочных – 178 г/т по сравнению с 205 г/т соответственно (см. табл. 1). Сильная корреляция установлена между содержанием Cr и Ni (0,77). Линейное уравнение, связывающее их концентрации:

$$\text{Ni} = 0,33 \text{ Cr} + 62,87 \quad (\text{Cr} - \cdot 10^{-4}, \text{ Ni} - \cdot 10^{-4} \text{ мас. \%}).$$

Содержание хрома в кимберлитах устойчиво выше в 3–5 раз [50].

Кобальт и никель. Геохимическое значение этой пары элементов для установления генетической истории магматических пород было показано в [62]. Для щелочных по-

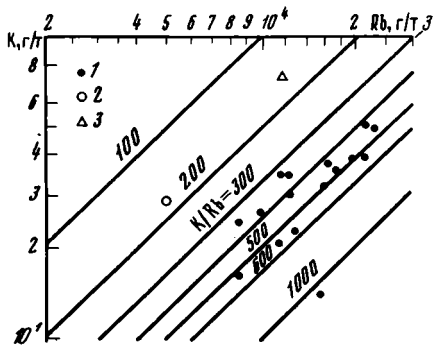
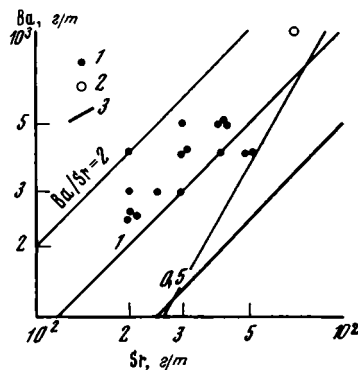


Рис. 17. Содержания К и Rb в базальтах Дариганги

1 — Дариганга; 2 — средний кимберлит Якутии; 3 — средний кимберлит Африки, по [50]

Рис. 18. Содержания Ва и Sr в базальтах Дариганги

1 — Дариганга; 2 — средний кимберлит, по [50]; 3 — тренд изменения в содержаниях Ва и Sr для различных петрохимических групп магматических пород, по [68]



род, как и в случае хрома, установлены повышенные содержания Со и Ni по сравнению с толеитами — 101 и 42 г/т против 85 и 39 г/т соответственно [154]. Однако не во всех районах Земли это соотношение выдерживается [52]. По данным [58], концентрации Со и Ni в породах Дариганги составляют 35–80 и 120–310 г/т соответственно, причем базальты несколько обогащены этими элементами относительно толеитов. Наши результаты геохимического анализа не противоречат этим данным: установлено содержание кобальта 20–50 г/т и никеля — 30–200 г/т. Для средних составов петрохимических групп концентрации Со и Ni заключены в пределы 40–42 г/т и 144–164 г/т, причем низкие величины характерны для толеитов (см. табл. 2). Отношение Ni/Со варьирует очень незначительно — от 3,59 до 3,87. В [58] установлены пределы колебаний этой величины от 2,5 до 4,7. По критерию [62] такие значения отношения Ni/Со соответствуют недифференцированным магмам мантийного генезиса. По содержанию Ni базальты Дариганги почти не отличаются от пород БРЗ, но немного беднее Со (в породах БРЗ содержание кобальта 44–69 г/т) [59]. Кимберлиты значительно богаче, чем базальты, кобальтом и особенно никелем, это отражается на высоком отношении Ni/Со, больше 6–9, и связано с насыщенностью кимберлитов оливинами — концентраторами никеля.

Ванадий. Установлены близкие концентрации ванадия в щелочных базальтах и толеитах (251 и 236 г/т соответственно) [154]. Однако в базальтах из различных регионов вариации в содержаниях ванадия значительны. В базальтах выделенных нами петрохимических типов содержание ванадия изменяется в пределах 162–246 г/т. Минимальные содержания свойственны базальтам, максимальные — толеитам и гавайитам. Это согласуется с результатами, полученными для базальтоидов БРЗ [59]: при средних содержаниях 207–306 г/т повышенная концентрация ванадия отмечается в базальтах с пониженной щелочностью.

Количество ванадия в базальтах Дариганги сильно коррелирует с содержанием в них алюминия (–0,739) и кальция (0,732). Концентрация V в кимберлитах понижена относительно базальтов и прямо коррелирует с содержанием титана. При 2–2,5 мас.% Ti (3,34–4,18 мас.% TiO₂), т. е. величинах, характерных для щелочных континентальных базальтов, содержание V в кимберлитах оказывается тождественным таковому в базальтах (~200 г/т) [50].

Скандий. Средняя концентрация скандия в щелочных базальтах (~20 г/т) меньше его содержания в толеитах (~30 г/т). Еще меньше Sc содержится в кимберлитах (15 г/т). По данным [58], количество скандия в базальтах Дариганги изменяется от 47 г/т в толеитах до 24 г/т в меланократовых оливиновых нефелинитах.

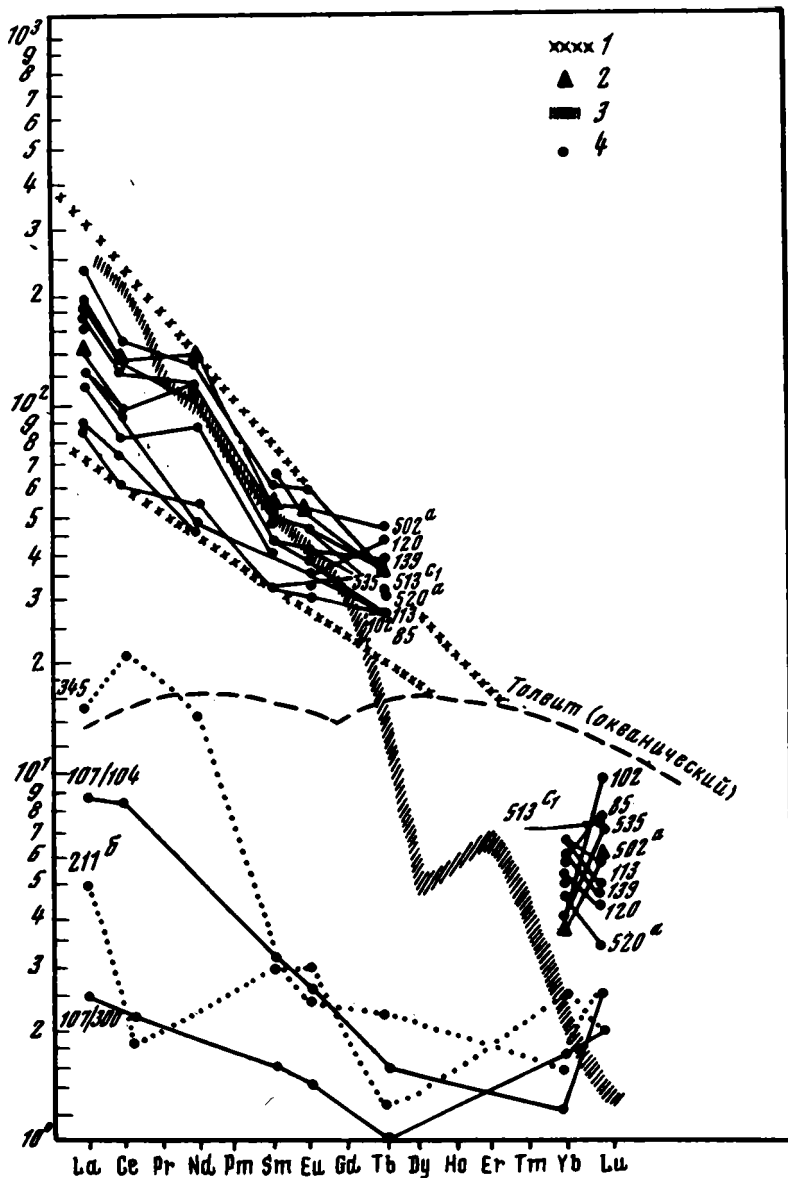


Рис. 19. Содержание редкоземельных элементов в базальтах Дариганги, нормированное по хондриту [134]

На диаграмму вынесены номера исследованных образцов: 107/104 – шпинелевый лерцолит; 107/300 – окисленный шпинелевый лерцолит вулкана Ачагийн-Душ, Дариганга; 211^δ и 345 – шпинелевые лерцолиты Хангая; остальные номера – базальты Дариганги

1 – границы щелочных базальтов, по [134]; 2 – базальт калиевой серии района оз. Угей-Нур, Центральная Монголия [данные авторов]; 3 – средний кимберлит Якутии, по [50]; 4 – базальты и ксенолиты, [данные авторов]

По данным инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА), концентрация Sc в наших образцах заключена в пределах 12–18 г/т с намечающейся тенденцией к ее увеличению в толеитовых разновидностях.

Гафний, тантал. По данным ИНАА, концентрация этих элементов в базальтах Дариганги составляет 4,9–9 г/т и 2,8–6,5 г/т соответственно, причем для толеитов характерны пониженные содержания. Эти данные полностью согласуются с определениями, выполненными для базальтов БРЗ [59] (Hf 4–10 г/т, Ta 1,5–3,5 г/т). Та же тенденция распределения Hf и Ta в щелочных и толеитовых базальтах установлена для пород Исландии [52].

В кимберлитах Сибирской провинции содержания Hf и Ta составляют 2,73 и 5,79 г/т соответственно, для африканских кимберлитов – 6,47 и 7,73 г/т [50].

Редкие земли. Эта группа элементов чрезвычайно широко используется в различных петрогенетических работах, так как концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) в глубинных породах очень чувствительны к процессам парциального плавления, фракционной кристаллизации и т. п. Известны многочисленные публикации, в которых обсуждаются природа фракционирования группы РЗЭ (сильные вариации в содержании элементов цериевой подгруппы), европиевая аномалия.

На диаграмме рис. 19 приведены нормированные по хондриту [134] данные распределения РЗЭ в базальтах Дариганги, во включениях шпинелевого лерцолита в базальтах Дариганги и Хангая, а также в среднем кимберлите Сибирской провинции [50]. Результаты, полученные авторами настоящей работы по содержаниям РЗЭ в базальтоидах, хорошо согласуются с литературными данными [134].

Было установлено, что в щелочных базальтах содержание элементов цериевой подгруппы (легких РЗЭ) повышено по сравнению с толеитами [134]. Более того, в толеитовых сериях породы с повышенными содержаниями щелочных компонентов (или менее насыщенные кремнеземом) также обогащены легкими лантаноидами [124]. Отмеченная ранее корреляция между характером распределения РЗЭ в проанализированных нами образцах и их петрохимической специализацией [93] при настоящем разделении на петрохимические типы стала менее заметной. Вероятно, это отражает общую близость составов всех групп, за исключением кварцевых толеитов. Именно для этого образца (85–76) устанавливаются наинизшие содержания в группе легких РЗЭ и самые высокие – в иттербиевой подгруппе.

Кимберлиты полностью тождественны щелочным базальтам по содержаниям легких лантаноидов. Ни в одном из изученных образцов Дариганги не установлено пониженного содержания европия.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ДАРИГАНГИ С КАЙНОЗОЙСКИМИ БАЗАЛЬТОИДАМИ ИЗ ДРУГИХ РЕГИОНОВ АЗИИ

Плато Дариганга пространственно занимает промежуточное положение между вулканическими ареалами БМР и вулканическими полями Восточного Китая и советского Дальнего Востока (Сихотэ-Алиня).

Примечательно, что и в западных, и в восточных относительно Дариганги кайнозойских вулканических зонах наряду со щелочобазальтовыми породами развиты толеиты. За исключением Удоканского района, в Байкало-Саянской вулканической области нет пород среднего и кислого состава. Все петрохимическое разнообразие типов ограничивается породами семейства базальтоидов. Базальты Дариганги по соотношению щелочности и кремнекислотности в целом близки Прибайкальским, хотя среди Удоканских, Витимских и Джидинских пород распространены сильнощелочные разновидности. Почти во всех случаях величина отношения $K_2O/Na_2O < 1$. Однако, как и для Дариганги, область составов базальтоидов БРЗ на петрохимических диаграммах охватывает все поле между "натриевой" гавайской серией и "калиевой" серией пород островов Гоф и Тристан-да-Кунья.

На рис. 20 показана кластерная диаграмма базальтоидных серий Байкало-Саянской области (без Удокана) и Монголии, полученная обработкой выборок химических

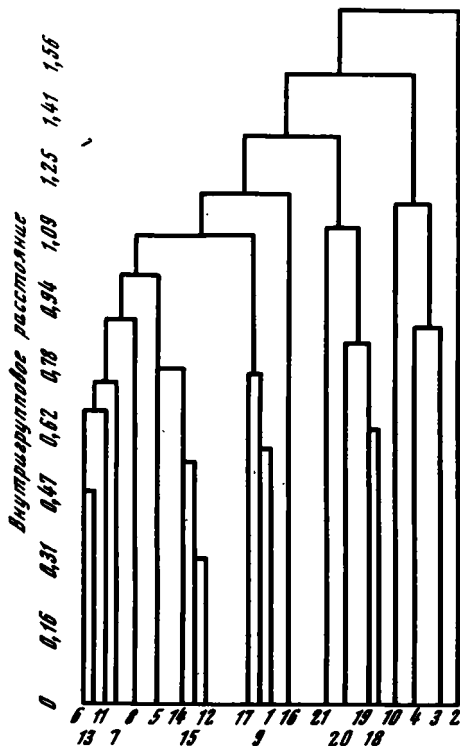


Рис. 20. Дендрограмма группового распределения базальтов Саяно-Байкальской вулканической области и Монголии. Получена в результате парагруппового кластерного анализа петрохимических данных
 1 – недифференцированная серия Чары Q_2 ; 2 – дифференцированная серия Чары Q_3-Q_4 ; 3 – Тунка, миоцен; 4 – Тунка, плиоцен-четвертичная серия; 5 – Хамар-Дабан; 6 – Хубсугул; 7 – Восточное Прихубсугулье; 8 – Западное Прихубсугулье; 9 – Джида; 10 – Тува; 11 – Бий-Хем; 12 – Ока, миоцен; 13 – Ока, четвертичная серия; 14 – Киж-Хем; 15 – Кадыр-Ос; 16 – Дариганга; 17 – Северная Гоби; 18 – Орхон-Селенга; 19 – Тарят-Чулут; 20 – Тэсин-Гол; 21 – Хангая

анализов с помощью метода парагруппового кластерного анализа. Эта диаграмма является частью более общей кластерной диаграммы, которая включает большинство рифтогенных базальтов из многих районов мира. Она была построена А.Ф. Грачевым и использована нами совместно при рассмотрении характера вулканизма БМР [96].

Все множество данных распалось на ряд групп, из которых в первую очередь можно выделить шесть, характеризующих следующие районы и ассоциации: 1) дифференцированная серия Чары, $Q_3 - Q_4$; 2) тувинские и тункинские базальтоиды; 3) базальтоиды Центральной Монголии (ареалы Тэсин-Гола, Хангая и Орхон-Селенгинской зоны); 4) Дариганга, 5) недифференцированная серия Чары Q_1-2 ; Джида, Северо-Гобийский ареал; 6) базальтоиды Прихубсугулья, Хамар-Дабана, Оки, Бий-Хема, Киж-Хема и Кадыр-Оса. Существенно то, что Дариганга, как и ареалы Центральной Монголии, в петрохимическом отношении обособлена от других районов вулканизма Азии; это свидетельствует об определенной автономности и своеобразии магмообразования в рассматриваемой части континента.

Детальное опробование кайнозойских базальтоидов в пределах Центральной и Северной Монголии (зона БМР) с последующим изучением химического состава отобранных образцов показало, что толеитовые разновидности весьма представительны, особенно для третичного времени. Также весьма показателен тот факт, что породы мощных лавовых потоков и покровов, почти лишенные включений, по нормативной классификации почти всегда попадают в группу толеитов. Один из самых показательных примеров – базальтоиды Центрального Хангая, который включает в себя такие вулканические ареалы, как Тарятская впадина, долины рек Чулутуин, Орхон, Онгийн-Гол и т. п. Плиоценовые долинные потоки большей частью представлены толеитами, вулканизм центрального типа на этом этапе проявился исключительно слабо. Однако в четвертичное время при значительном сокращении интенсивности вулканизма возникло много шлаковых конусов; их базальты относятся к ярко выраженному щелочному типу и содержат разнообразные включения глубинных пород и минералов.

В пределах Китая и Корейского полуострова базальты образуют также разроз-

ненные лавовые поля, с которыми ассоциируют отдельные вулканические центры. В опубликованной недавно сводке данных о кайнозойских вулканических породах Восточного Китая [166] сделан вывод о сосуществовании щелочных и субщелочных серий, правда, при омоложении вулканитов и их удалении от края платформы в глубь континента щелочность сильно возрастает. Анализ приведенных фактических данных показывает, что доля пород субщелочного (толеитового) типа значительно сокращена, так как большая группа образцов с нормативным гиперстеном отнесена к щелочным разновидностям. Основной разделения двух серий являлось положение фигуративных точек на диаграмме "Сумма щелочей—кремнезем" с разграничительным критерием Т. Ирвина и В. Барагара [132]. Поэтому шесть образцов пород с нормативным гиперстеном попали в поле щелочных базальтоидов. Все образцы характеризуются натриевой специализацией ($K_2O/Na_2O < 1$ и чаще всего $< 0,5$), сильно щелочным разновидностям соответствуют нефелиновые базаниты и гавайиты.

В юго-восточной прибрежной вулканической провинции Китая развитие вулканизма во времени носит такой же характер, в каждом выделенном временном цикле состав магматических продуктов изменяется от толеитов до щелочных базальтоидов, причем преимущественно развиты щелочнобазальтовые породы [167].

В восточных, пограничных с Китаем районах Монголии, в Халхингольском вулканическом ареале описаны толеиты и щелочные базальтоиды, отличающиеся от даригангских пород пониженными содержаниями Ti; кроме того, в толеитах отмечена низкая концентрация K [58]. Наши наблюдения в этом районе показали, что в долине р. Нумэргийн-Гол породы, насыщенные лейкократовыми компонентами, слагают нижнюю часть лавового разреза и залегают непосредственно на гранитном основании. По данным химического анализа вся лавовая толща представлена толеитами (75% андезитов).

На крайнем северо-востоке Китая, в пределах Большого Хингана, находится район калиевого щелочного базальтового вулканизма. Это подробно описанная А.Н. Заварицким группа вулканов Уюнь-Холдонги [45]. Здесь распространены лейцитовые лавы (шихлуниты) с отношением $K_2O/Na_2O > 1$. Это не единственный район Азии, где отмечаются проявления действительно калиевых щелочных лав в позднем кайнозое. В Монголии ярким примером подобных вулканических образований могут служить некоторые молодые вулканические центры Хангая [58] и район оз. Угий-Нур [94].

В складчатой области Сихотэ-Алиния выделяется миоценовая толща базальтов и их производных, принадлежащих к толеитовой серии пород. Толеиты продолжали изливаться и позднее, в плиоцен-четвертичное время. К этому периоду приурочены и базальтоиды щелочнооливиновой формации, изливавшиеся через многочисленные аппараты центрального типа, "насаженные" на плато толеитовых базальтов (Шуфанская и Совганская свиты) [31]. Среди щелочных пород широко распространены щелочные оливиновые базальты и базаниты натриевого типа ($K_2O/Na_2O < 1$). В целом позднекайнозойские вулканиты Дальнего Востока по петрохимическим характеристикам весьма похожи на базальты Дариганги. Вместе с тем среди щелочных вулканитов Дальнего Востока известны лейцитовые и калиевые базальтоиды: районы Угловской котловины, Лесозаводской, месторождения Восток-2, Болоньского вулкана. Петрохимические данные показывают, что для большей части выделенных калиевых типов (в том числе с модальным лейцитом) отношение $K_2O/Na_2O < 1$ [5].

Проведенный анализ показал, что в большинстве районов кайнозойского вулканизма Центральной и Восточной Азии наблюдается закономерная последовательность в появлении на поверхности базальтоидов различных петрохимических типов: от толеитовых серий на начальных этапах к щелочнобазальтовым — на финальных. При этом отчетливо проявляются различия как в характере (механизме) извержений, так и в объемах излившегося расплава: толеитовый вулканизм связан с трещинным типом излияний на большой площади, формировавшим обширные покровы и потоки значительной мощности; щелочные базальты представлены в значительно меньших объемах и приурочены к вулканам центрального типа. Отметим, что включения глубинных пород и минералов содержатся преимущественно в породах щелочнобазальтовых серий.

ВКЛЮЧЕНИЯ МЕГАКРИСТАЛЛОВ

Большое внимание, которое уделяют петрологи включениям мегакристаллов в магматических породах, обусловлено особенностями химического состава и структуры последних. Немаловажное значение придается им в возможных процессах глубинного фракционирования базальтовых магм [58, 59, 113, 114, 131]. Поэтому распространено мнение, что мегакристаллы являются интрателлурическими образованиями. Следует подчеркнуть, что в виде мегакристаллов распространены не только породообразующие минералы — полевые шпаты, пироксены, оливин, амфиболы, титаномагнетиты, биотиты, ильмениты, гранаты, но и такие аксессуарии, как корунд и циркон [111, 114]. Сингенетичность этих фаз и вмещающих пород обосновывают данными о корреляции их химических и изотопных составов [58, 59, 137]. Во многих экспериментальных работах было показано, что при высоких давлениях и переменных режимах летучих компонентов из базальтовых расплавов кристаллизуются фазы, составы которых близки к таковым некоторых мегакристаллов. Это прежде всего относится к моноклинным пироксенам [127]. Однако в последнее время все чаще приводятся аргументы против такого "простого" объяснения природы мегакристаллов. И прежде всего это относится к происхождению мегакристаллов K-Na полевых шпатов, кристаллизация которых из базальтовых расплавов в близликовидусных условиях не подтверждена ни в одном эксперименте. Высказывалась точка зрения о полигенной природе мегакристаллов, т. е. часть их является ксеногенной относительно вмещающих пород (например, высокомагнезиальные оливины). Более подробно проблему генезиса мегакристаллов мы рассмотрим в следующих разделах. Сказанное должно показать читателю важность изучения этой группы для решения общих проблем магматических пород.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О НАХОДКАХ МЕГАКРИСТАЛЛОВ НА ДАРИГАНГЕ

Первые упоминания о присутствии мегакристаллических фаз в вулканических породах Дариганги принадлежат В.И. Влодавцу и Н.Н. Шавровой, описавшим крупные выделения анортотлазов [12]. В дальнейшем, кроме K-Na полевых шпатов, на Дариганге были изучены мегакристаллы моноклинного пироксена (глиноземистые титанистые субкальциевые авгиты) и магнезиального оливина [58]. Шлиховое опробование ряда вулканических центров привело к обнаружению в этом районе единичных зерен гранатов, по составу близких к мегакристаллам из базальтоидов района Шаварын-Царам (Хангай) [56, 57]. Гранаты были найдены в породах вулканов Ац-Ула, Майхант-Ула, Хагдат-Хурэ-Тологой.

Выполненное нами детальное опробование вулканических центров на Дариганге и последующее лабораторное исследование собранных образцов показали, что минеральная группа мегакристаллов представлена значительно большим количеством разновидностей. (рис. 21, см. вкл.). Наряду с мегакристаллами черного субкальциевого титанистого авгита были обнаружены мегакристаллы низкотитанистого высокоглиноземистого авгита с пластинчатыми вростками ромбического пироксена (в базальтах района сомона Наран), низкожелезистые высокотитанистые авгиты с ярко выраженной кливажированностью (безымянный вулкан к северо-востоку от вулкана Хонгор-Обо), зеленые хромистые авгиты, близкие по составу фансантам (вулканы Майхант, Сэнджитийн-Ундэр). В ряде мегакристаллов моноклинных пироксенов выявлены яркие структуры распада с выделением шпинели, ильменита и ромбического пироксена. В различных вулканах Дариганги в большом количестве присутствуют мегакристаллы магнезиального ильменита. В дополнение к находкам, описанным в [56, 57], мегакристаллы пиропового граната размером до 2 см обнаружены в вулкане Сэнджитийн-Ундэр. На склонах вулкана Барун-Яргойти-Ула найдены мегакристаллы циркона. Лавы упомянутых

вулканов содержат также ксенолиты гранатовых перцолитов. Широко представлены на Дариганге мегакристаллы К—Na полевого шпата, составы которых охватывают почти весь диапазон составов этого минерала из базальтов Центральной Монголии. В двух случаях — в базальтах близ сомона Наран и в породах конуса к северо-востоку от вулкана Будун-Тологой — найдены крупные кристаллы плагиоклаза. Крайне низкая упорядоченность структуры, выявленная по данным ИК-спектроскопии, свидетельствует об их высокотемпературной природе и принадлежности к группе мегакристаллов. Мегакристаллы оливина регулярно встречаются в различных участках плато. В одном из вулканических центров (вулкан Холбо-Тологой) обнаружены мегакристаллы слюды. Следует отметить и частые находки включений крупных выделений кварца, которые по прозрачности и морфологии похожи на кристаллы полевых шпатов.

Мегакристаллы всех типов чаще всего лишены четкой кристаллографической грани, имеют округлую форму, заключены в "реакционные рубашки". Мегакристаллы можно легко собрать в осыпях на склонах и у подножий шлаковых конусов, где они сепарированы от вмещающих пород и представлены кристаллами различного размера и их обломками (как правило, от нескольких миллиметров до 1—4 см). На Дариганге установлены мегакристаллы всех минеральных фаз, обнаруженных к настоящему времени в различных вулканических районах Центральной Монголии. На рис. 21 показано пространственное распределение мегакристаллов в пределах плато Дариганга (по нашим и литературным данным).

Включения мегакристаллов изредка встречаются в лавовых покровах плато и в ряде молодых шлаковых конусов (Дусы, Богдын-Душ, Сутол-Хан-Ула и др.). Значительная часть покровов сложена толеитовыми разностями, молодые вулканы — породами щелочнобазальтового типа. Как правило, включения мегакристаллов ассоциируют с ксенолитами полнокристаллических глубинных пород (см. рис. 4, е).

МЕГАКРИСТАЛЛЫ МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ

Самый распространенный тип мегакристаллов в щелочных базальтоидах внутриконтинентальных областей Земли представлен моноклинными пироксенами. На Дариганге это также наиболее часто встречающиеся минералы. Из 140 обследованных вулканических центров включения моноклинных пироксенов встречены в 57. Среди них наиболее распространены высокоглиноземистые титанистые авгиты — черные (коричневые на сколах) стекловидные кристаллы. Отдельные индивиды, собранные в осыпи на склонах вулканов, часто сохраняют бурую "рубашку" — реакционную оболочку, возникшую под действием магматического расплава и замещающую по краям кристаллов (и по трещинам внутри них) первичный пироксеновый субстрат. Некоторые кристаллы настолько монолитны, что дают раковистый излом без каких-либо признаков спайности; в других — спайность прекрасно проявлена. Оба типа мегакристаллов встречаются совместно.

Кроме единственной находки кристалла черного пироксена с несколькими мелкими вростками зеленого авгита, во всех случаях найдены монокристаллы, не образующие никаких сростков с другими минералами. Встречаются агрегаты зернистого строения, напоминающие мономинеральные клинопироксенитовые породы. Наши данные рентгеноспектрального микрозондирования мегакристаллов хорошо согласуются с ранее приведенными [58] (табл. 5). Этот тип пироксенов в целом отличается высокой долей алюминия в VI координации, связанного с натрием в жадеитовую молекулу, хотя встречаются разновидности, богатые чермакитовой составляющей. По сравнению с моноклинными пироксенами включений ультраосновных пород мегакристаллы более железисты; по этому параметру они образуют относительно компактную группу ($f = 0,20 \div 0,38$).

В некоторых вулканических центрах Дариганги встречаются мегакристаллы черного пироксена с ярко выраженной спайностью (тонко кливажированные кристаллы). Наиболее богат ими вулканический центр, расположенный ~ в 13 км северо-восточнее

Химические составы мегакристаллов моноклинных пироксенов
из базальтов Дариганги (по данным РСМ)

№ образца	Компоненты						
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Черные пироксены							
520Д	47,72	1,85	8,61	—	11,13	Не опр.	10,36
523	49,81	1,41	7,54	—	9,82	”	13,42
	50,12	1,41	7,41	—	9,87	”	13,07
	52,00	1,64	7,91	—	9,43	0,14	11,01
533	48,42	1,73	7,74	—	10,79	Не опр.	11,38
494 ^а *	49,92	0,44	8,10	0,27	5,44	0,17	12,34
494 ^б *	49,00	0,06	6,60	—	13,50	Не опр.	24,50
12	50,67	0,95	7,87	0,11	8,35	0,08	15,04
34	47,70	0,94	6,21	0,07	10,58	0,06	18,00
687	49,10	1,96	8,94	—	8,99	0,16	13,17
697А	50,92	1,33	6,67	0,09	8,16	0,15	14,62
697Д	49,89	1,17	8,59	—	9,05	0,16	12,78
	50,45	1,15	7,69	0,04	8,78	0,14	13,82
34	50,24	0,67	6,98	0,17	7,65	0,15	18,03
80	49,13	1,83	8,23	0,02	11,06	0,05	10,40
501	52,29	1,10	8,06	—	8,34	0,06	10,56
	51,69	1,24	9,11	—	8,75	0,06	10,56
	50,73	1,13	8,54	—	7,56	0,13	12,66
	48,59	1,79	9,51	0,02	10,05	0,15	11,30
	47,68	1,62	8,28	0,01	8,94	0,15	11,60
501 ⁺	49,36	1,57	4,14	0,03	8,21	0,14	13,74
501	48,20	1,86	9,23	—	9,90	0,15	10,99
513	50,94	0,92	8,68	—	7,74	0,09	13,82
118	49,14	0,62	7,29	0,07	7,75	0,21	15,40
63в	51,06	0,50	6,59	0,32	6,44	0,16	20,02
63г	46,83	0,20	2,82	0,23	11,01	0,20	34,36
Кливажированные мегакристаллы							
506	50,71	1,22	3,55	0,16	7,89	0,19	16,29
525	51,52	0,92	8,44	—	4,38	0,11	14,22
	51,38	0,83	7,92	—	4,40	0,03	14,42
673-100 (525 ^{*)} д	48,17	1,50	8,84	0,02	5,06	0,09	13,66
673-100 (525 ^{*)} е	0,05	50,98	0,20	—	36,57	0,32	9,76
672ж	50,19	0,98	5,62	0,75	4,02	0,12	15,18
672з	0,03	0,25	44,61	13,58	22,38	0,13	14,93
672и	53,30	0,26	3,41	0,30	9,50	0,12	30,90
Зеленые мегакристаллы							
523	51,66	0,15	4,35	0,83	2,58	0,09	17,68
525 [*]	51,82	0,51	6,36	0,84	2,75	0,08	16,01
672	52,83	0,12	3,92	1,30	2,29	0,08	17,13
683	52,08	0,24	5,50	0,91	2,42	0,08	15,93

П р и м е ч а н и е. * — кристалл с распадом; + — кристалл с каймой, содержащей стекло; а — матрица; б — ламельная фаза; в — кристалл с реакционной каймой; г — ромбический пироксен из каймы; д — кристалл с ламеллями ильменита (е); ж — кристалл с ламеллями ильменита, шпиннели (з), ромбического пироксена (и); 506 — возможно, крупный вкрапленник. Все железо в виде FeO.

Компоненты

CaO	Na ₂ O	Σ	Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mn
Черные широксены								
16,72	2,34	98,73	1,79	0,05	0,21	0,17	0,35	—
15,70	2,23	99,93	1,82	0,04	0,18	0,14	0,30	—
15,70	2,00	99,58	1,85	0,04	0,15	0,17	0,30	—
14,85	3,55	100,53	1,95	0,04	0,05	0,30	0,30	0,004
15,65	2,31	98,02	1,83	0,05	0,17	0,17	0,34	—
21,77	1,10	99,55	1,84	0,01	0,16	0,19	0,17	0,004
0,40	0,10	94,16	1,87	—	0,13	0,17	0,43	—
14,96	1,78	99,81	1,85	0,03	0,15	0,19	0,25	0,002
15,60	0,05	99,22	1,76	0,02	0,24	0,03	0,33	0,002
17,40	1,62	101,34	1,80	0,02	0,20	0,20	0,28	0,004
16,25	1,88	100,07	1,86	0,04	0,14	0,15	0,25	0,004
15,59	2,38	99,61	1,83	0,03	0,17	0,20	0,28	0,004
15,69	2,28	100,94	1,84	0,03	0,16	0,17	0,27	0,004
14,06	1,38	99,33	1,83	0,02	0,17	0,13	0,23	0,004
16,65	2,48	99,85	1,83	0,05	0,17	0,19	0,34	0,002
16,98	2,89	100,28	1,92	0,03	0,08	0,27	0,26	—
16,25	3,38	101,04	1,87	0,03	0,13	0,26	0,26	—
16,36	2,70	99,81	1,85	0,03	0,15	0,22	0,23	0,004
15,41	Не опр.	96,82						
15,68	"	94,96						
19,82	"	97,10						
15,32	"	95,65						
15,62	2,39	100,20	1,85	0,03	0,15	0,22	0,24	0,000
14,92	1,64	97,04	1,84	0,02	0,16	0,16	0,24	0,007
13,18	0,76	99,03	1,86	0,01	0,14	0,14	0,20	0,004
3,58	Не опр.	99,92						
Кливажированные мегакристаллы								
18,95	Не опр.	98,96						
20,62	1,25	101,46	1,85	0,02	0,15	0,21	0,13	0,004
20,64	1,35	100,97	1,85	0,02	0,15	0,19	0,13	0,000
20,68	1,33	99,35	1,77	0,04	0,23	0,15	0,15	0,002
0,48	—	98,36						
21,00	1,17	99,03	1,84	0,03	0,16	0,08	0,12	0,004
0,20	—	96,11						
0,72	0,10	98,61						
Зеленые мегакристаллы								
21,24	0,50	99,08	1,88	0,004	0,12	0,06	0,08	0,002
19,68	1,54	99,59	1,87	0,013	0,13	0,14	0,08	0,002
20,82	1,26	99,75	1,90	0,004	0,10	0,07	0,07	0,002
22,13	1,18	100,47	1,84	0,006	0,16	0,07	0,07	0,002

№ образца	Компоненты						
	Mg	Ca	Na	Cr	Ca/Ca+Mg	Fe/Fe+Mg	Al ^{IV} /Al ^{VI}
Черные пироксены							
520Д	0,58	0,67	0,17	—	0,54	0,38	1,24
523	0,73	0,62	0,16	—	0,46	0,29	1,28
	0,72	0,62	0,14	—	0,46	0,30	0,88
	0,62	0,60	0,14	—	0,49	0,32	0,17
	0,64	0,63	0,17	—	0,50	0,35	1,00
533	0,64	0,63	0,17	—	0,50	0,35	1,00
494 ^а	0,68	0,86	0,08	—	0,56	0,20	0,84
494 ^б	1,39	0,02	—	—	0,011	0,24	0,76
12	0,82	0,58	0,12	—	0,42	0,24	0,79
34	0,99	0,62	0,04	—	0,38	0,25	8,00
687	0,73	0,69	0,06	—	0,49	0,28	1,00
697А	0,80	0,64	0,13	—	0,44	0,24	0,93
697Д	0,70	0,61	0,17	—	0,46	0,28	0,85
	0,76	0,61	0,16	—	0,45	0,26	0,94
34	0,97	0,55	0,10	—	0,36	0,19	1,31
	0,57	0,66	0,18	—	0,54	0,37	0,89
501	0,57	0,67	0,20	—	0,54	0,31	0,30
	0,57	0,63	0,24	—	0,52	0,32	0,50
	0,68	0,64	0,19	—	0,48	0,25	0,68
					0,50	0,33	
					0,49	0,30	
501*					0,51	0,25	
501					0,50	0,34	
513	0,74	0,60	0,17	—	0,45	0,24	0,68
118	0,86	0,60	0,12	—	0,41	0,22	1,00
63в	1,08	0,51	0,05	—	0,32	0,15	1,00
63г					0,07	0,15	
Кливажированные мегакристаллы							
506					0,46	0,21	
525	0,76	0,79	0,09	—	0,51	0,15	0,71
	0,77	0,80	0,10	—	0,51	0,14	0,79
673-100 (525 ^а) д	0,75	0,81	0,09	—	0,52	0,17	1,60
673-100 (525 ^б) е	—	0,82	0,08	0,02	0,50	0,13	2,02
672ж	0,84	0,82	0,08	0,02	0,50	0,13	2,02
672з							
672и							
Зеленые мегакристаллы							
523	0,96	0,83	0,04	0,02	0,46	0,076	2,00
525*	0,87	0,76	0,11	0,02	0,47	0,087	0,93
672	0,92	0,80	0,09	0,04	0,46	0,070	1,43
683	0,84	0,94	0,04	0,02	0,53	0,079	2,28

сомона Дариганга (примерно в 6 км северо-восточнее вулкана Хонгор-Обо, см. табл. 5, обр. 525). Наряду с этой разновидностью здесь же встречается обычный тип мегакристаллов моноклинных пироксенов, а также "черные" пироксениты (вебстериты). Кливажированные мегакристаллы отличаются высоким содержанием Са и низкой железистостью ($f \sim 0,15$). По сравнению с ранее описанными пироксенами данная разновидность содержит значительно меньше Na, хотя доля алюминия в VI координации в ряде кристаллов очень высока. Нетрудно заметить, что состав этих моноклинных пироксенов весьма близок к составу минералов "черных" вебстеритов (см. ниже

табл. 22, 27). По сравнению с моноклинными пироксенами из включений ультраосновных пород в вебстеритах этот минерал богаче окислами титана, алюминия, железа и беднее хромом. Эту тенденцию отличия составов продолжают кливажированные пироксены.

Другая разновидность мегакристаллов — зеленые моноклинные пироксены, по размеру обычно уступающие черным мегакристаллам (как правило, не более 1 см, отдельные кристаллы — до 2–3 см), приближается по составу к хромдиопсидам ультраосновных пород. Наиболее богаты этими фазами упомянутый выше безымянный вулкан к северо-востоку от сомона Дариганга и вулкан Майхант. Подобная разновидность мегакристаллов встречается и в лавах вулкана Сэнджитийн-Ундэр. Эти кристаллы чрезвычайно бедны титаном, содержат значительно больше окиси кальция, магния, чем черные мегакристаллы; они богаты хромом и обеднены железом. Встречаются всегда в ассоциации с мегакристаллами черного моноклинного пироксена, но в существенно меньших количествах. В этих же вулканах обычны ксенолиты ультраосновных пород (группа перидотита), хотя подобные гигантозернистые образцы не встречены.

Как уже неоднократно отмечалось, обычные мегакристаллы черного моноклинного пироксена структурно и химически гомогенны [16, 58, 96]. Однако в некоторых кристаллах, отобранных из базальтоидов Дариганги, при исследовании на электронном сканирующем микроскопе и методом РСМ обнаружены яркие структуры распада с выделением рудных фаз (шпинели и ильменита) и ромбического пироксена.

В базальтовых лавах на северо-восточной окраине сомона Наран (см. табл. 5, обр. 494), переполненных ксенолитами шпинелевых перцолитов и мегакристаллами моноклинного пироксена, найден крупный кристалл высококальциевого и низкотитанистого пироксена с пониженным содержанием железа. По особенностям химического состава этот минерал близок отмеченным выше кливажированным пироксенам. В нем обнаружены пластинчатые вроски глиноземистого ромбического пироксена шириной примерно 40 мкм, являющегося, скорее всего, продуктом распада первичного твердого раствора.

В мегакристалле кливажированного пироксена из упомянутого выше безымянного вулканического центра (обр. 673-100) в направлении спайности установлены выделения призматического ильменита, часто в ассоциации с пластинами ромбического пироксена (табл. XIII, *a–e*). Наряду с достаточно крупными кристаллами ильменита размером $0,1 \times 0,01$ мм здесь встречаются очень тонкие игольчатые образования размером примерно $0,25 \times 0,002$ мм. Ориентировка структуры сростания ильменитов с вмещающим пироксеном хорошо подчеркивается трединками и выколками по спайности (табл. XIII, *a–e*). По краям тонких кристаллов ильменита и зерен ромбических пироксенов видимых трещин не наблюдается, тогда как более крупные зерна ильменита по границам с пироксенами окаймлены выкрошенными участками (табл. XIII, *a–e*). Повышенная трещиноватость вокруг крупных выделений ильменита, скорее всего, обусловлена напряжениями, возникающими в "минерале-хозяине" при росте фазы "узника", отличающейся кристаллической структурой. Ильмениты характеризуются повышенным содержанием магния.

Вблизи отмеченного вулканического центра (примерно в 2–3 км северо-восточнее него) находится еще один безымянный, сильно эродированный шлаковый конус, на котором собраны мегакристаллы зеленого и черного пироксенов с аналогичными выделениями ильменита, а также шпинели, находящиеся в сростании с ромбическим пироксеном (табл. XIII, *a–e*). Подобно зеленым разновидностям мегакристаллов, черный кристалл, в котором отмечены вроски других фаз (обр. 672), отличается повышенной хромистостью. Шпинель относится к хромистой разновидности. Повышены содержания хрома также и в ромбическом пироксене.

Отличительной особенностью неоднородных мегакристаллов является их высокая кальциевость. Как будет показано дальше, эти пироксены абсолютно идентичны таковым из ксенолитов пироксенитов "черной" серии, встречающихся в этих же вулканических центрах.

Полные и частичные химические составы неоднородных мегакристаллов
моноклинных пироксенов (по данным РСМ)

Компонент	Черные кристаллы								Зеленый кристалл	
	687-7		672		675-102		697А-1		673-102	
	ц	кр ^X	ц	кр ^X	ц	кр ^X	ц	кр ^X	ц	кр
SiO ₂	49,10	49,32	50,19	45,34	52,00	51,78	50,92	51,81	51,82	50,07
TiO ₂	1,96	2,41	0,98	3,60	1,64	1,54	1,33	0,85	0,51	2,07
Al ₂ O ₃	8,94	6,84	5,62	7,36	7,91	4,71	He опр.	He опр.	6,36	4,31
Cr ₂ O ₃	—	0,03	0,75	0,11	—	—	”	”	0,84	0,25
FeO	8,99	7,58	4,02	7,25	9,43	8,93	8,16	11,50	2,75	5,51
MnO	0,16	0,13	0,12	0,11	0,14	0,15	He опр.	He опр.	0,08	0,12
MgO	13,17	13,61	15,18	11,04	11,01	13,56	”	”	16,01	14,30
CaO	17,40	21,81	21,00	20,98	14,85	19,58	”	”	19,68	22,38
Na ₂ O	1,62	0,60	1,17	0,63	3,55	1,24	”	”	1,54	0,53
С у м м а	101,34	102,33	99,42	96,42	100,53	101,49	”	”	99,59	99,54
Si	1,805	1,794	1,838	1,758	1,950	1,906	”	”	1,872	1,853
Ti	0,053	0,065	0,026	0,105	0,045	0,042	”	”	0,013	0,058
Al ^{IV}	0,195	0,206	0,162	0,242	0,050	0,094	”	”	0,128	0,147
Al ^{VI}	0,191	0,086	0,080	0,093	0,298	0,109	”	”	0,143	0,040
Cr	—	—	0,022	0,002	—	—	”	”	0,024	0,007
Fe	0,276	0,229	0,123	0,235	0,295	0,274	”	”	0,082	0,169
Mn	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	”	”	0,002	0,004
Mg	0,726	0,742	0,836	0,642	0,619	0,749	”	”	0,867	0,796
Ca	0,686	0,849	0,825	0,872	0,596	0,773	”	”	0,760	0,889
Na	0,064	0,024	0,084	0,046	0,142	0,048	”	”	0,108	0,038
Ca/(Ca+Mg)	0,486	0,534	0,497	0,576	0,491	0,508	”	”	0,467	0,528
Fe/(Fe+Mg)	0,275	0,236	0,128	0,268	0,323	0,268	”	”	0,087	0,175

Примечание. ^Xзона проплавления; кр — краевые зоны у вмещающего базальта; ц — центральные зоны образца. Все железо в виде FeO.

Фазовая неоднородность наблюдается также в мегакристаллах зеленых пироксенов. В одном из образцов, отобранных в лаве Сэнджитийн-Ундэр (687-9), по плоскостям спайности отчетливо прослеживаются выделения ромбического пироксена. Как и "минерал-хозяйин", пластинчатый ромбический пироксен содержит окись хрома. Особенности состава ламелльных фаз и структур срастания с вмещающими кристаллами позволяют с достаточным основанием предполагать образование неоднородностей в результате распада первичного твердого раствора, сформированного при высоких температурах и давлениях. Допустимо отклонение *PT*-условий от первоначальных в любую сторону. В кимберлитах известны образования по пироксену граната, что, вероятно, было вызвано увеличением давления (напряжений) или снижением температуры. В данном случае процесс распада связан с регрессивным течением реакции, т.е. снижением давления с вероятным повышением температуры.

Другой тип неоднородности мегакристаллов отражает взаимодействие минералов с вмещающей магмой (табл. VIII, а-г). Ранее отмечалось, что реакционная кайма вокруг неизмененного мегакристалла состоит из моноклинного пироксена того же состава, что и исходный [58]. Такие же результаты получены и нами для отдельных кристаллов. Однако для большей части изученных мегакристаллов, имеющих реакционную "рубашку" губчатого типа, при проплавлении состав сильно изменялся. Прежде всего увеличивались содержания окислов кальция, железа (не во всех случаях). Определенно снижались концентрации титана, натрия и алюминия. Структура краевой губчатой зоны хорошо видна в табл. VIII а-г.

Крайевые зоны мегакристаллов зеленых пироксенов и черных кристаллов с высоким содержанием кальция часто обогащены титаном, железом, но обеднены натрием и хромом. В табл. 6 приведены химические составы исследованных первичных кристаллов и их крайевых зон.

В вулкане Шутэ-Тологой (примерно в 23 км к северо-востоку от вулканического массива Асхатэ) обнаружен мегакристалл моноклиного пироксена, реакционная кайма которого содержит низкоглиноземистый ромбический пироксен. Сам мегакристалл относится к высокомагнезиальному типу с пониженным содержанием титана и натрия и с повышенной концентрацией окиси хрома.

Описанные случаи неоднородного строения и состава мегакристаллов пироксенов убедительно свидетельствуют в пользу их неравновесного состояния относительно вмещающей породы и об изменении физико-химических условий в ходе их кристаллизации, начиная с момента образования. Резюмируя, можно отметить, что мегакристаллы моноклиного пироксена образуют гетерогенную по составу и структурному состоянию группу.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ K-NA ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И ПЛАГИОКЛАЗОВ

Этот тип мегакристаллов весьма распространен в различных частях плато Дариганга. При этом в вулканах восточного сектора Дариганги мегакристаллы полевых шпатов зачастую представляют собой чуть ли не единственный вид включений. В черных стекловатых лавах вулкана Богдын-Эмэл (юго-восточная часть плато) на его северо-восточном склоне в изобилии встречаются прекрасные кристаллы полевого шпата размером до 2–3 см, свежие ксенолиты шпинелевых лерцолитов и только единичные мегакристаллы черного пироксена. В окисленной лаве количество пироксена резко увеличивается. В вулканах Барун-Хунэг, Таван-Тологой, Талын-Агуйт и других полевые шпаты – единственный встречающийся тип мегакристаллов. Почти все изученные нами кристаллы характеризуются высокой разупорядоченностью распределения Al и Si, позволяющей относить их к санидинам и анортотклазам. По составу статистически преобладают натриевые разновидности, что было подмечено в ранних исследованиях мегакристаллов с Дариганги [58]. Однако часто встречаются полевые шпаты, состав которых вполне сопоставим с составом мегакристов из "ассоциации калиевых щелочных базальтоидов" Центральной Монголии [58]. Данные РСМ K-Na полевых шпатов Дариганги приведены в табл. 7.

Следует обратить внимание на то, что в пределах одного вулканического центра существуют мегакристаллы, сильно различающиеся по соотношению K- и Na-составляющих (до 4 раз). Примером могут служить мегакристаллы из вулканических центров в южной части плато (западнее вулкана Богдо-Улан, в 6–5 км; обр. 501). При этом содержание анортитового минала выдержано от 1 до 3 мол. %.

Встречены единичные образцы мегакристаллов блочного строения сильно неоднородные по составу. Так, в кратере вулкана, расположенного, примерно, в 2 км к югу от вулкана Шилийн-Богд найден кристалл, разные части которого почти в 4 раза отличаются по величине K_2O/Na_2O (см. табл. 7, обр. 110). Другой пример неоднородного по составу мегакристалла полевого шпата – образец, взятый на склоне вулкана Ачагыйн-Душ (см. табл. 7, обр. 680). На табл. XIII, e хорошо видно неоднородное блочное строение кристалла, подчеркнутое линейным распределением Na и K.

В серых плитчатых базальтах вулкана Таван-Тологой полевой шпат содержит в виде включения кальцит и обогащенный марганцем магнетит (4,98 мас. % MnO; 9,21 мас. % MgO; 1,46 мас. % CaO). Этот базальт содержит высокотитанистую слюду, состав которой близок к составу слюды из гранатовых лерцолитов Шаварын-Царама [58], а также к мегакристам из щелочных базальтоидов Австралии [131]. В нашем случае базальт Дариганги не отличается повышенным содержанием $K_2O(Na_2O/K_2O = 2,039)$. Самым интересным, пожалуй, следует считать обратную корреляционную зависимость между отношениями K_2O/Na_2O в мегакристаллах полевых шпатов и

Химические составы мегакристаллов полевых шпатов
из базальтов Дариганги (по данным РСМ)

№ образца	Компоненты состава			Состав миналов			Na ₂ O/K ₂ O	
	K ₂ O	CaO	Na ₂ O	Орт	Ан	Аб	Полевой шпат	Базальт
1	2	3	4	5	6	7	8	9
534	3,14	0,56	9,31	18,50	2,70	78,80	2,96	1,746
	3,40	0,40	9,11	20,08	1,98	77,06	2,68	
	3,32	0,60	9,15	19,61	2,98	77,41	2,76	
128	5,30	0,49	7,83	31,30	2,43	66,27	1,48	2,039
	5,91	0,46	7,42	34,91	2,28	62,81	1,26	
	5,35	0,36	7,87	31,60	1,78	66,62	1,47	
501	6,40	0,45	7,09	37,80	2,23	59,97	1,11	3,028
	6,22	0,30	7,30	36,74	1,49	61,77	1,17	
	8,62	0,21	5,68	50,92	1,04	48,04	0,66	
	5,66	0,29	7,70	33,43	1,44	65,13	1,36	
	6,62	0,26	7,04	39,10	1,29	59,61	1,06	
	7,12	0,30	6,67	42,06	1,49	56,45	0,94	
	4,85	0,29	8,26	28,65	1,44	69,91	1,70	
	6,05	0,32	7,41	35,74	1,59	62,67	1,22	
	7,66	0,25	6,33	45,24	1,24	53,52	0,83	
	8,29	0,20	5,91	48,97	0,99	50,04	0,71	
	6,63	0,30	7,02	39,16	1,49	59,35	1,06	
	6,75	0,26	6,95	39,87	1,29	58,84	1,03	
	4,81	0,30	8,28	28,41	1,49	70,10	1,72	
	7,85	0,20	6,22	46,37	0,99	52,64	0,79	
	6,26	0,31	7,27	36,98	1,54	61,48	1,16	
5,05	0,37	8,08	29,83	1,84	68,33	1,60		
7,29	0,36	6,52	43,06	1,78	55,16	0,89		
106	3,36	0,58	9,13	19,85	2,88	77,27	2,72	2,405
94	1,99	0,59	10,08	11,75	2,93	85,32	5,06	1,009
502	7,90	0,22	6,18	46,66	1,09	52,25	0,78	1,937
	9,46	0,18	5,11	55,88	0,89	43,22	0,54	
	6,32	0,30	7,23	37,33	1,49	61,18	1,14	
	5,80	0,32	7,58	34,26	1,59	64,15	1,31	
	7,80	0,21	6,25	46,07	1,04	52,89	0,80	
	5,26	0,28	7,98	31,07	1,39	67,54	1,52	
	6,71	0,25	6,99	39,63	1,24	59,13	1,04	
	6,46	0,27	7,15	38,16	1,34	60,50	1,11	
	4,37	0,34	8,57	25,81	1,69	72,50	1,96	
	5,33	0,30	7,92	31,48	1,49	67,03	1,48	
	7,36	0,23	6,52	43,47	1,36	55,17	0,88	
	7,85	0,28	6,17	46,37	1,39	52,24	1,27	
	7,89	0,31	6,13	46,60	1,54	51,86	0,78	
	5,70	0,38	7,62	33,67	1,88	64,45	1,34	
	8,32	0,27	5,85	49,14	1,34	49,52	0,70	
7,71	0,25	6,29	45,54	1,24	53,22	0,82		
7,75	0,27	6,25	45,78	1,34	52,88	0,81		
7,86	0,26	6,18	46,43	1,29	52,28	0,79		
8,67	0,29	5,60	51,21	1,44	47,35	0,64		
5,37	0,33	7,38	31,72	1,64	66,64	1,47		
7,18	0,26	6,65	42,41	1,29	56,30	0,93		
538	3,87	0,36	8,91	22,86	1,78	75,36	2,30	3,740
34	9,10	—	5,47	53,75	—	46,25	0,60	

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
92 а красн.	1,86	0,75	10,08	10,99	3,72	85,29	5,42	1,410
черн.	2,04	0,37	10,18	12,05	1,84	86,11	4,99	
510	5,13	0,30	8,06	30,30	1,49	68,21	1,57	1,672
101	1,20	5,31	7,84	7,09	26,34	66,57	6,54	1,795
110 к	8,17	0,49	5,83	48,26	2,43	49,31	0,71	2,290
ц	9,29	0,44	5,08	54,87	2,18	42,95	0,55	
блок	3,48	0,41	9,16	20,56	2,03	77,41	2,63	
538	5,13	0,38	8,02	30,30	1,88	67,82	1,56	Не опр.
	5,35	0,37	7,86	31,60	1,84	66,54	1,47	"
494	0,76	6,90	7,24	4,49	34,23	61,28	9,53	"
	1,12	4,37	8,47	6,62	21,68	71,70	7,57	
113	5,57	0,58	7,48	32,90	2,88	63,28	1,34	2,009
	8,58	0,66	5,22	50,68	3,27	44,16	0,61	
	4,40	0,55	8,43	25,99	2,73	71,32	1,92	
697Д	1,92	0,49	10,22	11,00	2,4	86,00	5,32	1,410
	1,83	0,51	10,32	11,00	2,5	87,00	5,64	
	2,00	0,51	10,12	12,00	2,4	85,00	5,06	
	1,38	0,64	10,38	8,00	3,2	88,00	7,52	
	2,22	0,60	9,60	13,00	3,0	81,00	4,32	
	2,43	0,71	9,64	14,00	3,5	81,00	3,97	
	3,13	0,40	9,26	18,00	2,0	78,00	2,96	
	1,46	0,48	10,60	9,00	2,4	90,00	7,26	
	1,80	0,55	10,18	11,00	2,7	86,00	5,66	
	3,41	0,58	8,87	20,00	2,9	75,00	2,60	
	3,25	0,26	9,28	19,00	1,3	78,00	2,86	
680	3,42	0,50	8,89	20,00	2,5	75,00	2,60	2,03
	1,01	1,18	10,40	6,00	9,9	88,00	10,3	
	3,89	0,48	8,50	23,00	2,4	72,00	2,18	
	3,81	0,49	8,55	23,00	2,4	72,00	2,24	
	4,24	0,56	8,04	25,00	2,8	68,00	1,90	
	3,03	0,65	8,66	18,00	3,2	73,00	2,86	
	4,39	0,24	6,90	26,00	1,2	58,00	1,57	
	3,80	0,48	8,52	22,00	2,4	72,00	2,24	
	3,96	0,52	8,16	23,00	2,6	69,00	2,06	
	4,20	0,68	7,96	25,00	3,4	67,00	1,90	
	3,78	0,58	8,50	22,00	2,9	72,00	2,25	

Примечание. Компонентный состав, мас. %; составы миналов, мол. % 92а — красн. и 92а — черн. — красные и черные вмещающие шлаки; 110 к и ц — краевая и центральная зоны кристалла, блок — тот же кристалл, другая часть (кристалл имеет блочное строение); отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ дано соответственно для полевых шпатов и вмещающего базальта.

вмещающих породах (рис. 22). Это в корне противоположно прямо пропорциональному соотношению, устанавливаемому для вулканических ареалов Центральной Монголии.

В последней работе [93] мы указывали, что по совокупности рентгенографических и ИК-спектральных исследований все изученные мегакристаллы К-Na полевых шпатов следует относить к моноклинным, т.е. для мегакристаллов Дариганги в целом справедливо наименование "натриевые санидины" [58]. На ИК-спектрах в области длин волн $1200-650 \text{ см}^{-1}$ почти отсутствует расщепление полос поглощения, характерное для триклинных щелочных полевых шпатов [65]. По [58] все изученные мегакристаллы независимо от состава (от $\text{Or}_{72}\text{Ab}_{72}\text{An}_6$ до $\text{Or}_{58}\text{Ab}_{38}\text{An}_4$) по оптическим и рентгеновским данным оказались моноклинными. П. Орвилл показал, что при замещении калия натрием в ряду неупорядоченных щелочных полевых шпатов при содержании

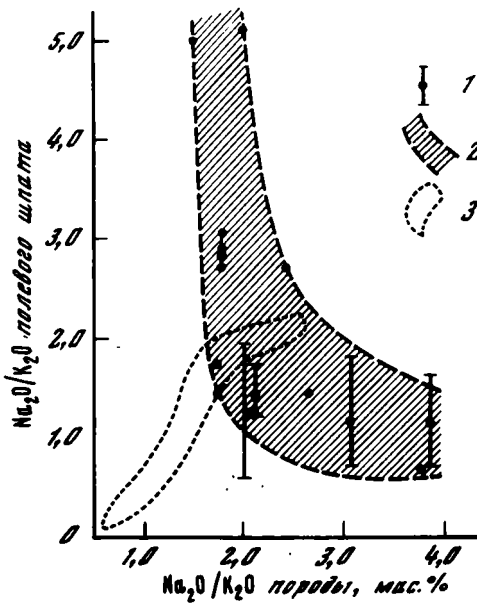


Рис. 22. Корреляция отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (мас.%) для мегакристаллов К-На полевых шпатов и вмещающих базальтов Дариганги

1 — средний состав и интервал вариаций состава мегакристаллов; 2 — область составов для Дариганги; 3 — область составов для районов Центральной Монголии

ортоклаза 42 мол. % симметрия изменяется от моноклинной на триклинную [152]. Наши исследования по методу И.Е. Каменцева [55, 86] показали, что при содержаниях ортоклазового минала в твердом растворе менее 42 мол. % действительно происходит либо расщепление дифракционных максимумов 111, 130, 131 и 132, либо (чаще всего) изменение соотношения интенсивностей линий 131 (131) и 131+ 222(222). По этому критерию все высоконатриевые полевые шпаты Дариганги, по составу попадающие в поле анортоклазов, должны характеризоваться триклинной симметрией (табл. 8).

Необходимо указать, что определение структурного состояния полевых шпатов требует тщательной рентгеновской съемки с подбором оптимальных режимов [40]. Было показано, что при степенях триклинности до 0,5 расщепления пиков не происходит, наблюдается только расширение соответствующих дифракционных максимумов. Поэтому для частично неупорядоченных структур полевых шпатов определить истинный тип симметрии решетки достаточно трудно. По нашей просьбе И.Е. Каменцев определил структурные характеристики двух мегакристаллов К-На полевого шпата Дариганги при съемке на $\text{Cu-K}\alpha$ -излучении. В обоих случаях он получил отчетливое расщепление дифракционных максимумов (спектр идентичен приведенному в [86, рис. 3.13 на стр. 277], для триклинного полевого шпата $\text{Ort}_{30}\text{Ab}_{70}$). Наши исследования на этих же образцах на Co -излучении не дали однозначной картины структурного состояния. В ряде случаев использование метода сравнения интенсивностей максимумов и определение структуры по их расщеплению привели к противоположным выводам.

При анализе ИК-спектров в сопоставлении с рентгенографическими данными следует иметь в виду, что термины "степень триклинности" и "степень упорядоченности" являются синонимами для высококальциевых полевых шпатов. Поэтому вырождение ИК-спектра для моноклинных К-На шпатов (санидина) фактически обуславливается переходом к полностью неупорядоченному распределению Al и Si по тетраэдрическим позициям. По-видимому, для всего изоморфного ряда К-На полевых шпатов относительно простой спектр ИК-поглощения характерен для неупорядоченных структур, но последние могут различаться типом симметрии. Так, для альбита упорядочение происходит при сохранении триклинной симметрии ("одноступенчатый" путь упорядочения) [86]. Можно предположить, что изменение вида ИК-спектра при изменении степени упорядоченности обусловлено изменением псевдосимметрии в $\text{AlO}_4\text{-SiO}_4$ -каркасе, а не симметрии решетки в целом [161]. Вероятно, эти виды симметрии связаны между собой так же, как решетка и подрешетка. На характер этой связи большое влияние оказывает вид (размер) катионов, заполняющих пустоты каркаса. Открытым остается вопрос о соответствии оптических свойств мегакристаллов К-На полевых шпатов их структурному состоянию. Если достоверны выводы об однозначно триклинной симметрии для натровых разновидностей, попадающих по составу в поле анортоклазов [58], то ряд кристаллов с оптикой моноклинных шпатов должен рассматриваться как аномальный.

Данные рентгенографического исследования мегакристаллов К-На полевых шпатов

№ образца	Положение дифракционных максимумов, град.			t_1	Содержание Орт, мол. %	
	$\bar{2}01$	060	$\bar{2}04$		Рентген	Микрозонд
501	21,78	41,69	51,02	0,51	22	29
	21,18	41,68	50,99	0,53	49	47
	21,86					
	21,76	41,80	51,00	0,58	20	Не опр.
	21,06	41,68	50,96	0,55	58	49
	21,44					
	21,60					
	21,61	—	—	—	28	
	21,93					
	21,54	41,96	51,26	0,53	45	40
502	21,60	41,70	51,05	0,50	32	26
	21,84					
504	21,55	41,95	51,20	0,56	45	55
	21,64	41,80	51,05	0,56	35	—
	21,40	41,68	50,96	0,55	57	40
	21,86	42,10	51,32	0,54	15	32
	21,44	—	—	—	54	51
106	21,56	41,70	51,23	0,50	37	20
	21,69					
680	21,89	42,08	51,45	0,45	12	6
	21,71	41,98	51,20	0,54	29	23
	21,63	41,86	51,20	0,50	36	23
	21,78	41,96	51,26	0,46	22	25
	21,74	41,90	51,20	0,48	26	18÷26
	21,68	41,90	51,20	0,48	32	22
	21,40	41,90	51,17	0,50	35	23
	21,72					
	21,76					
	21,44	41,84	51,14	0,54	44	25
	21,64					
	21,77					
	21,84	42,12	51,45	0,45	4	22
32,18	—	—	—	—	—	
697	21,37	41,96	51,23	0,50	33	19
	21,74					
	21,79	41,98	51,26	0,50	21	14
	21,71	41,94	51,20	0,50	29	18
	21,68	42,16	51,39	0,53	32	9
	21,84	42,10	51,39	0,48	17	11
	21,70	41,88	51,26	0,47	30	20

Примечание. t_1 — степень упорядоченности (содержание Al в положении T_1); излучение Co .

Нами было показано, что между составом мегакристаллов К-На полевых шпатов и характером оптического поглощения в области валентных колебаний $Si(Al)O_4$ -тетраэдра ($1200-950\text{ см}^{-1}$) существует отчетливая корреляция (рис. 23) [18]. В установленной зависимости большая часть кристаллов Дариганги занимала нижнюю левую часть, отвечающую содержаниям ортоклаза в твердом растворе $< 50\%$ и величинам спектральной характеристики $\chi(\chi = (D_2 - D_1)/(D_2 + D_1))$, где D_1 и D_2 — оптические плотности полос поглощения $1200-1100\text{ см}^{-1}$ и $1050-950\text{ см}^{-1}$) $< 0,5$. В дальнейшем было установлено, что около 50% изученных кристаллов (всего было исследовано

Рентгеновское исследование методом порошка мегакристаллов K-Na полевых шпатов
из кайнозойских базальтов Монголии (по [55])

№ образца	Положение дифракционных максимумов			t_1	Орт, мол %	Сингония
	$\bar{2}01$	060	$\bar{2}04$			
Хангай						
210-9	21,55	41,69	50,00	0,51	44	Моноклинная
211-2	21,79	41,90	50,10	0,59	21	Триклинная
	21,99				3	"
211-3	21,33	41,66	50,92	0,57	64	Моноклинная
211-15 ц	21,36	41,65	50,93	0,54	61	"
211-15 к	21,24				72	"
	21,44	41,75	50,97	0,58	54	"
	21,91				10	"
211-16	21,35	41,65	50,94	0,53	62	"
213	21,68	41,87	51,12	0,57	32	Триклинная
213-12	21,42				55	"
	21,71	41,91	51,15	0,55	29	"
	21,95				7	"
347-1	21,20	41,60	50,89	0,54	76	Моноклинная
347-2	21,53	41,67	50,97	0,52	45	"
347-4	21,35	41,63	50,95	0,51	62	"
347-6	21,66	41,75	51,05	0,51	33	Триклинная
347-8	21,54	41,68	51,00	0,50	44	Моноклинная
440 ц	21,64	41,78	51,10	0,50	36	Триклинная
440 к	21,62	41,76	51,08	0,50	37	"
Долина Озер						
224	21,20	41,65	50,90	0,56	76	Моноклинная
224-1	21,18	41,57	50,84	0,56	78	"
224-13	21,22	41,61	50,88	0,56	74	"
254	21,39	41,65	50,92	0,55	58	"
	21,87				14	"
Дариганга						
113	21,69	41,81	51,08	0,54	31	Триклинная
113-1	21,66	41,80	51,06	0,52	33	"
145-17	21,11				84	"
	21,31				66	"
	21,70	41,90	51,15	0,52	30	"
	21,90				11	"
	22,00				2	"
145-18	21,68	41,83	51,07	0,56	32	"
145-19	21,66	41,82	51,05	0,57	33	"

Примечание. Съемка производилась на излучении $\text{CuK}\alpha$; t_1 — степень упорядоченности (содержание Al в положении T_1); 210 — Шаварын-Царам; 211 — вулканический конус на правом берегу р. Гичигине; 213 — то же, на левом берегу р. Гичигине; 347 и 440 — возле вулкана Хорго; 224 — вулкан Улан-Обо; 254 — лавовый поток к югу от горы Дзун-Тэвш; 113 — Богдын-Эмэл; 145 — Гангын-Цаган-Обо; ц и к — центральная и краевая зоны образца.

23 образца) Дариганги отклоняются от линейной зависимости в область больших значений χ . Ранее подобное отклонение наблюдалось нами для мегакристаллов Угейнурского ареала (Центральная Монголия). Отжиг таких "аномальных" образцов при температуре $\sim 900^\circ\text{C}$ приводил к сдвигу точек на диаграмме в область линейного соотношения χ и состава (% K_2O) на рис. 20. Вероятно, "аномальное" поведение кристаллов обусловлено их микронеоднородным строением, гомогенизирующимся при нагреве.

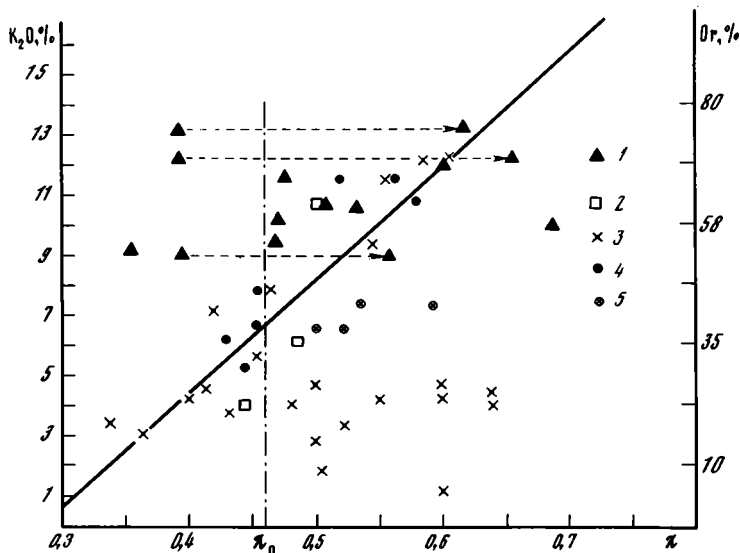


Рис. 23. Соотношение ИК-спектральной характеристики χ с содержанием K_2O в мегакристаллах К-На полевого шпата (мас.%)

1 – Угей-Нур; 2 – Долина Озер; 3 – Дариганга; 4 – Тарятская впадина; 5 – район Мандал-Гоби. Вертикальная штрих-пунктирная линия – граница между триклинными (слева) и моноклинными (справа) полевыми шпатами, по [55]. Горизонтальный пунктир со стрелкой указывает изменение положения точек для образцов из базальтов Угей-Нура после прогрева при температуре $900^\circ C$

Изучение тонкой структуры мегакристаллов полевого шпата на электронном микроскопе Джеол "JEM-NV" с ускоряющим напряжением 1 млн В¹ показало, что кристаллы характеризуются тонкой структурой спинодального распада, обусловленного быстрым охлаждением от температуры выше критической ($> 675^\circ C$). Картины микродифракции неоднородных участков свидетельствуют об их принадлежности к одной структуре – моноклинной. Следовательно, различие фаз заключается в их разном химическом составе. По характеру распада образцы сильно неоднородны, что, возможно, отражает неоднородную термическую историю объема кристаллов в процессе охлаждения или их химическую микронеоднородность. Ширина ламелл спинодального распада составляет около 100–200 Å; отчетливо прослеживается двойникование, по-видимому, богатой Na фазы. Рентгеноструктурные исследования большой коллекции мегакристаллов полевых шпатов из базальтов Монголии также привели к заключению о пространственности структурно и химически гетерогенных кристаллов [55] (табл. 9). Весь комплекс исследования мегакристаллов однозначно свидетельствует об их высокотемпературной природе. Заметим, что спинодальный распад был установлен также и в мегакристаллах моноклинного пироксена.

Наряду с К-На полевыми шпатами на Дариганге найдены крупные кристаллы неупорядоченных плагиоклазов (в лавах близ сомона Наран и шлакового конуса, примерно в 3 км к северо-востоку от вулкана Будун-Тологой) с повышенным содержанием калия (~ 4–7 мол. % Or_7). По соотношению Na и Ca плагиоклазы относятся к олигоклаз-андезинам (см. табл. 7). Высококальциевые К-На полевые шпаты (или высококалиевые плагиоклазы?) были найдены нами в базальтах Дзабханского ареала Центральной Монголии и в позднемеловых базальтах на южных склонах Габийского Алтая

¹ Работа проводилась совместно с М. Райхе в Институте физики твердого тела и электронной микроскопии АН ГДР (г. Галле, ГДР) благодаря любезному содействию проф. Й. Хайденрайхе и проф. Й. Бауча.

(в 75 км восточнее сомона Баян-Лэг); они в общем не типичны для кайнозойских вулканитов Монголии, но, во всяком случае, значительно расширяют группу мегакристаллов полевых шпатов, что представляется, по нашему мнению, существенным для понимания генезиса рассматриваемого типа включений.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ИЛЬМЕНИТА

Данный вид мегакристаллов относительно редок в щелочных базальтах и является типоморфным для кимберлитов [17, 32]. Однако в кайнозойских базальтах Монголии, особенно Дариганги, мегакристаллы ильменита распространены довольно широко. Во многих вулканах их количество сопоставимо с насыщенностью вулканитов мегакристаллами пироксенов (например, вулкан Думд-Нарт-Ула). В других вулканических постройках полигенного типа находки ильменитов локализованы в отдельных участках, отражая, по-видимому, определенный этап извержения или вулканической активности (вулканы Ачагуйн-Душ, Барун-Яргойти-Ула и др.). Как правило, кристаллы не превышают по размеру 1–2 см, сильно корродированы, сколы их характеризуются отчетливым металлическим блеском.

Совершенно определенно можно констатировать, что щелочность базальтоидов не определяет присутствие в них ильменитов. Так, к примеру, они встречаются в сильнощелочных, богатых калием лавах Угейнурского ареала и Шаварын-Царама, а также в менее щелочных натриевых базальтах Дариганги [96]. Мегакристаллы ильменитов в базальтах Монголии обогащены гейкелитовым компонентом (7–17 мол. % и относятся к

Т а б л и ц а 10
Химические составы мегакристаллов ильменита из базальтов Дариганги (по данным РСМ, мас. %)

Окисел	523			513			520		533	
	св	т	инт	т	св	инт	т	св	т	св
FeO	48,7	21,4	43,0	40,7	65,7	47,6	39,9	69,4	41,7	75,4
TiO ₂	38,2	69,4	47,7	52,4	19,2	43,4	52,4	18,9	51,1	14,9
MnO	0,1	0,2	0,4	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5
Al ₂ O ₃	4,9	1,6	1,3	0,4	4,8	1,1	0,4	4,5	0,5	4,2
Cr ₂ O ₃	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	9,8	3,0	6,1	6,2	4,8	6,0	7,4	4,1	5,8	2,4
С у м м а	101,7	95,7	98,5	100,2	95,1	98,7	100,7	97,5	99,6	97,4

П р и м е ч а н и е. 523 – Майханг; 513 – Думд-Нарт-Ула; 520 – Дзун-Нэртэ; 533 – Холбо-Тологой; 697а – Барун-Яргойти-Ула; св – шпинельная пластинчатая фаза; т – ильменитовая матрица; инт – средний состав зерна. Все железо в виде FeO.

Т а б л и ц а 10 (окончание)

Окисел	520		697а						
	инт	т	св	т	св	инт	т	св	инт
FeO	43,48	39,21	73,00	39,38	86,53	44,27	41,09	84,47	48,00
TiO ₂	50,03	51,60	16,21	54,01	8,35	46,47	52,45	6,46	41,76
MnO	0,39	0,28	0,32	0,27	0,05	0,30	0,34	0,10	0,23
Al ₂ O ₃	0,28	0,12	2,86	0,04	3,01	1,06	0,02	3,20	0,95
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,04	0,0	0,06	0,05	0,0	0,04	0,03
MgO	5,28	6,33	3,15	6,40	1,82	6,37	6,50	2,55	5,44
С у м м а	99,46	97,54	95,58	100,1	99,82	98,59	100,40	96,82	96,41

Рентгеновские данные однородного и гетерогенных мегакристаллов ильменита из базальтов Монголии (по [26])

Однородный мегакристалл		Гетерогенные мегакристаллы					
341		523		513		513	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
2	3,71	1	3,73	2	3,71	2	3,75
		1	3,25				
		0,5	3,06*	3	2,98*	2,3	3,00*
10	2,73	10	2,73	8	2,74	10	2,75
2	2,53	3	2,54	10	2,55	2,54	2,54
2	2,52	1	2,23	3	2,24	2	2,24
				2	2,12*	4	2,11*
2	1,86	2	1,86	2	1,86	3	1,86
				1	1,76		
7	1,72	2	1,72	4	1,72	6	1,72
		1	1,69				
0,5	1,63	1	1,62	4	1,63	5	1,63
2	1,50	2	1,50	6	1,50	4	1,50
1	1,46	2	1,46	3	1,47	4	1,47
0,5	1,37	1	1,37				
1	1,34	1	1,33	3	1,34	4	1,34
0,5	1,27	0,5	1,27	1	1,27		

Примечание. 341 – долина р. Тэсийн-Гол; 523 – Майхант; 513 – Думд-Нарт-Ула, * – линии шпинельной фазы.

типу пикроильменитов, примыкая к области составов мегакристаллов ильменита из кимберлитов со стороны низких концентраций [17]. Мегакристаллы Дариганги отличаются от мегакристаллов других районов Монголии постоянным проявлением ярких структур распада [18], подчеркнутых заметной кливажированностью кристаллов.

На основании рентгеноспектрального микроанализа и рентгенофазового анализа установлено, что из ильменитовой матрицы когерентно выделяются пластины шпинельной фазы титаномагнетитового состава [18]. Наблюдаются различные стадии выделения и роста второй фазы – от тонких ламелл до широких пластин, рассекающих целиком кристалл (тип "слоеного пирога", табл. XIV, *a–e*). Встречены кристаллы, у которых внешняя зона целиком состоит из титаномагнетита, а ядро сложено ильменитом с пластинами шпинели. Нами изучены и более сложные по строению и фазовому составу мегакристаллы, в частности содержащие высокотитанистые выделения [18]. Характер образований шпинельной фазы часто подчеркивает блоковое строение кристаллов (табл. XV и XVI *a–z*). Некоторые данные рентгеноспектрального и рентгеновского исследований приведены в табл. 10 и 11. Следует подчеркнуть, что данный тип неоднородного строения мегакристаллов ильменитов широко распространен среди кимберлитовых образований [17]. Нами он наблюдался также в мегакристаллах из базальтов Угейнурского ареала и россыпи Йезерска Лука (ЧССР). Электронно-микроскопическими исследованиями, подобными описанным для полевых шпатов, тонкая спинодальная структура распада не была установлена. Таким образом, можно допустить, что не температурный термодинамический фактор обусловил неустойчивость исходных составов и структур мегакристаллов ильменитов. Скорее всего, это связано с изменением в окислительно-восстановительных условиях. В твердом растворе мегакристаллов, кроме гейкелитового компонента, содержится гематитовый минал, что также сближает их с фазами из кимберлитов. Правда, в отличие от кимберлитовых

мегакристаллов ильмениты из базальтов резко обеднены хромом и ниобием (хотя подобные по составу минералы встречаются и в кимберлитах [17]). Подобно мегакристаллам пироксена, ильмениты имеют аналоги — минералы во включениях пироксенитов "черной серии", описание которых приведено ниже.

Как и другие типы мегакристаллов, ильмениты встречаются исключительно в виде одиночных кристаллов и не образуют сростков с другими фазами.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ОЛИВИНА

Ксенокристаллы магнезиального светло-желтого или зеленоватого оливина в изобилии насыщают лавы Монголии. Как и в ультраосновных включениях, отдельные ксенокристы оливина характеризуются различной степенью сохранности — от совершенно прозрачных до сильно замутненных красновато-коричневых зерен, замещенных идидингситом. На фоне этих ксенокристов в ряде вулканических центров Дариганги весьма распространены крупные выделения зеленоватого оливина (размером 1–2 см) со спайностью, часто фрагментированные трещинами. По размерам, резко отличающимся их от вкрапленников и рядовых ксенокристов, подобные образования могут быть причислены к мегакристаллам.

В работе [58] на Дариганге были определены высокомагнезиальные мегакристы оливина ($MgO - 50,36$ и $FeO - 8,41$ мас. %). Изученный нами мегакристалл из вулканического центра, расположенного примерно в 23 км к северу от сомона Дариганга (примерно в 9 км к северо-северо-западу от вулкана Думду-Нарт-Ула), менее магнезиален и имеет следующий состав (мас. %): $SiO_2 - 40,68$, $FeO - 11,47$, $MnO - 0,14$, $MgO - 48,28$, $CaO - 0,08$, сумма — 100,65; железистость составляет 12%. Вмещающая его лава относится по своим петрохимическим характеристикам к оливиновому базальту (с нормативным гиперстеном). Мегакристаллы оливина по составу сильно отличаются от оливина вкрапленников, который значительно более железист (см. табл. 4) и близок к оливинам из ультраосновных ксенолитов.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ГРАНАТА

Гранаты относительно редки в щелочных базальтоидах; этот тип мегакристалла распространен в кимберлитах, что подчеркивает их более глубинную природу. До последнего времени мегакристаллы пироповых гранатов были известны в Монголии только в богатых щелочами (и калием) базальтах района Шавырын-Царам. Недавно появились

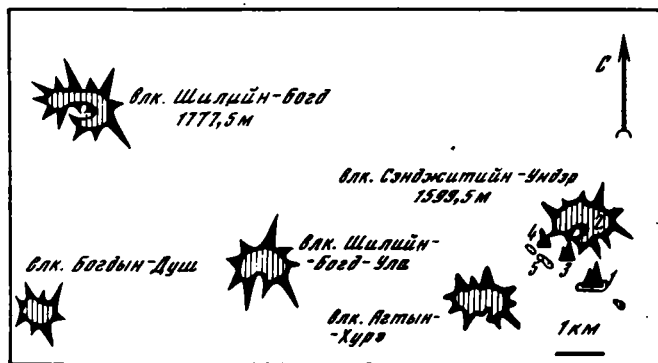


Рис. 24. Схема расположения мест находок гранатовых включений в вулканическом аппарате Сэнджитийн-Ундэр

1 — гранатовые лерцолиты, шпинелевые грубозернистые (гранобластовые) и субкатаклазированные (текстурированные) перидотиты, пироксениты, кислые двупироксеновые гранулиты, мегакристаллы черных и зеленых пироксенов, оливинов; 2 — шпинелевые лерцолиты, мегакристаллы черного пироксена, "черные" клинопироксениты; 3 — то же, что и в точке 1, но в меньшем количестве; 4 — то же, что в точке 1, кроме гранатовых лерцолитов; мегакристаллы граната; 5 — мегакристаллы граната, черных пироксенов, шпинелевые лерцолиты, "черные" и "зеленые" пироксениты

Химические составы мегакристаллов граната из базальтов (по данным РСМ)

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	8а
SiO ₂	40,19	40,00	40,20	40,37	40,91	41,15	41,51	40,90	
TiO ₂	0,64	0,59	0,49	0,73	0,70	0,48	0,42	0,59	
Al ₂ O ₃	21,53	22,20	22,40	22,00	22,01	21,81	22,32	21,80	
FeO	15,35	16,60	15,80	15,07	15,56	16,34	13,66	13,87	
MnO	0,31	0,32	0,50	0,51	0,52	0,41	0,37	0,41	0,30
MgO	14,87	14,60	16,10	15,15	14,43	14,78	17,07	15,06	20,96
CaO	5,98	5,66	5,64	5,85	5,99	5,83	5,36	5,76	4,81
Na ₂ O	0,45	—	—	—	—	0,06	0,05	0,01	
K ₂ O	0,19	—	—	—	—	—	—	—	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,07	0,04	0,04	—	0,06	—	0,39
Сумма	99,56	99,97	100,20	100,12	100,16	100,86	100,82	98,40	

Примечание. 1 — Хангай: Шаварын-Царам [58]; Дариганга по [56]; 2 — Ац-Ула, 3 — безымянный вулкан; Бартойская группа вулканов, Дзидинский район Прибайкалья по [80]; 4 — вулкан Развалина, 5 — вулкан Большой; Дариганга: 6—8 — вулкан Сэнджитийн-Ундэр; 8а — частичный анализ центральной части кристалла № 8.

публикации, где приводились данные о находках мелких гранатов, состав которых оказался идентичным мегакристаллам Центральной Монголии [56, 57]. Интересно, что гранаты обнаружены в вулканах, сильно различающихся по набору включений. Так, вулкан Ац-Ула содержит крайне незначительное количество мелких обломков перидотитов (шпинелевых лерцолитов?) и ксенокристы оливина. Вулкан Майхант, где в большом количестве находятся зерна лилового граната размером до 1 см, богат мегакристаллами черного изеленого моноклинных пироксенов, а включения оливиновых гипербазитов в лавах этого вулкана встречаются чрезвычайно редко.

Крупные мегакристаллы оранжевого граната были обнаружены нами в лавах вулканического комплекса Сэнджитийн-Ундэр. Там же в изобилии встречены гранатосодержащие включения ультрабазитов. Места размещения включений показаны на схеме рис. 24.

Таким образом, гранат можно считать закономерным представителем среди мегакристаллов Дариганги. В табл. 12 представлены составы мегакристаллов гранатов из различных вулканических районов Азии, включая Даригангу. Большой интерес представляет находка неоднородного мегакристалла граната, центральная часть которого близка по составу к гранату из ультрабазитов, т.е. характеризуется повышенной хромистостью и магнезиальностью и несколько пониженными содержаниями окислов марганца и кальция.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ СЛЮДЫ

В пористых лавах вулкана Холбо-Тологой (в 20 км западнее вулкана Шилийн-Богд) были обнаружены мегакристаллы коричневой слюды размером 5 мм, толщина монокристалльной "пачки" составляет около 1 мм. Состав этой слюды весьма близок к составу мегакристов, отобранных в базальтах Шаварын-Царама, в долине р. Чулут, в районе оз. Угей-Нур [58, 94]. Основная черта химизма этих мегакристаллов — высокие содержания титана и железа, что позволяет отнести их к ряду титан-биотитов. Отметим, что если в пределах Центральной Монголии слюда встречается в породах, обогащенных калием [58], то на Дариганге мегакристы содержатся в лавах с очень низкими содержаниями K₂O (около 0,79 мас. %) при содержании Na₂O около 3,60 мас.%. Обнаруженные нами на Дариганге мегакристаллы слюды имеют следующий состав (мас. %): SiO₂ — 37,38, TiO₂ — 8,27, Al₂O₃ — 16,76, FeO — 16,61, MgO — 12,72, Na₂O — 0,30, K₂O — 9,11, сумма — 101,15.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ КВАРЦА

Многие базальты Дариганги "заражены" крупными выделениями кварца. Встречаются очень чистые, прозрачные кристаллы, разбитые серией трещинок, зернистые агрегаты и желтоватые, иногда сильно замутненные, непрозрачные зерна. По внешнему виду не всегда можно уверенно отличить кварц от мегакристаллов санидина. В шлифах отчетливо просматривается реакционная оболочка вокруг кварца, состоящая из моноклинного пироксена (табл. XVI, *д-е*). Подобные реакционные взаимоотношения описывались ранее между мегакристаллами полевого шпата и вмещающим базальтом [58]. Надо отметить, что находки кварца в ненасыщенных кремнеземом вулканических породах не редкость [29, 84, 109]. Пироксеновые каймы вокруг кварца также неоднократно описывались для других районов [84, 109].

Реакционный пироксен в общем близок по составу к пироксенам вкрапленников из кварцосодержащего базальта и отличается от мегакристаллов пироксена прежде всего повышенным содержанием СаО.

Ксеногенная природа кварца представляется совершенно несомненной. В восточной части плато в незалитых базальтами "окнах" фундамента часто встречаются выходы жильного (?) кварца. Среди ксенолитов корового происхождения кварцевые разности распространены широко. Однако вряд ли мегакристаллы кварца являются простыми релитами от ассимилированного сиалического субстрата земной коры. Этому противоречит исключительно высокая основность щелочно-базальтоидных пород Дариганги, низкая глиноземистость и умеренно высокая щелочность.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ЦИРКОНА

В одной из работ [93] мы сообщили о находке мегакристалла граната в осypi шлаков на северо-западном склоне вулкана Барун-Яргойта-Ула. Однако при микронзондовом анализе было установлено, что обнаруженный минерал является цирконом, а не гранатом. Это первая находка в Монголии мегакристалла циркона, вынесенного на поверхность базальтовой магмой. Кристалл имеет округлую форму, окрашен в желтовато-оранжевый до коричневатого-красного цвета, прозрачен. При микронзондировании в качестве эталона использовался циркон из кимберлитовой трубки Мир (Якутия). По содержанию Zr, Si и Hf исследованный образец и эталон оказались тождественными. Состав мегакристалла следующий (мас. %): SiO₂ – 39,70, TiO₂ – 0,20, Al₂O₃ – 0,10, FeO – 0,11, Cr₂O₃ – 0,06, Zr₂O – 62,81, Hf₂O – 1,14, сумма 98,12. Позднее при детальном разборе минералов, отобранных на склонах вулкана Барун-Яргойта-Ула, был идентифицирован еще один мегакристалл желтоватого циркона. В лавах этого вулкана мегакристаллы циркона встречаются вместе с мегакристаллами К-На полевого шпата, моноклинного пироксена, ильменита и оливина. В изобилии встречаются ксенолиты ультраосновных пород, преимущественно шпинелевых лерцолитов. Здесь же найдено одно включение гранатового лерцолита, описание которого приведено ниже.

Отметим, что мегакристаллы циркона достаточно широко распространены в кимберлитах [51]. Значительно реже находки этого минерала фиксируются в продуктах базальтового вулканизма. Исключительный интерес представляет описание россыпей циркона в Таиланде, среди кайнозойских базальтоидов [111]. Сообщается о редких находках мегакристаллов циркона в рыхлых выветрелых базанитах в Новом Южном Уэльсе (Австралия) [114]. В этом районе циркон ассоциирует с мегакристаллами глиноземистого авгита, шпинели, керсутита, анортоклаза, ильменита и глиноземистого бронзита. Здесь цирконы имеют рубиново-красные цвета и легко могут быть спутаны с гранатом, в связи с чем изучалась анизотропия всех найденных кристаллов [114].

Гиацинтовый циркон, найденный на севере о-ва Тайвань, вероятно, генетически связан с оливин-анальцимовыми базанитами [37]. Авторы [37] указывают, что циркон – распространенный аксессуарный минерал магматических глубинных пород, в особенности тех, которые обогащены натрием.

ГЕОХИМИЯ МЕГАКРИСТАЛЛОВ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ, МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ И ИЛЬМЕНИТОВ

Методом ИНАА были изучены содержания малых элементов в группах мегакристаллов K-Na полевых шпатов, моноклиновых пироксенов и ильменитов, собранных в различных вулканических ареалах на территории МНР, в том числе на Дариганге.

Наиболее представительные данные по геохимии мегакристаллов приведены в работах [58, 100, 145], где отчетливо показано, что в уровне содержаний различных элементов в каждой из рассмотренных групп мегакристаллов наблюдаются четкие провинциальные различия. Более подробные данные для мегакристаллов Монголии представлены нами впервые в настоящей работе.

Мегакристаллы K-Na полевых шпатов. Геохимически изучены составы 25 мегакристаллов, из которых 6 относятся к Дариганге. Для полевых шпатов характерно накопление щелочных и щелочно-земельных элементов. В этом отношении показательна диаграмма соотношения в минералах содержаний Ba и Sr (рис. 25). На диаграмму нанесены данные, полученные для мегакристаллов K-Na полевых шпатов из различных районов земного шара. Отчетливо видно, что если вариации в концентрациях Sr находятся в пределах одного порядка (примерно от 1000 до 10 000 г/т), то содержания Ba меняются в пределах двух порядков (от 80 до 6000 г/т). Это приводит к очень сильному изменению величины отношения $Ba/Sr \sim 0,1$ до 1,5.

Можно отметить различия в характере накопления Ba и Sr в мегакристаллах из базальтов различных вулканических ареалов Монголии. Наиболее высококальциевыми оказываются полевые шпаты из района оз. Угей-Нур, они же и самые высококальциевые в исследованной группе мегакристаллов, на диаграмме образуют компактную группу точек (см. рис. 25). Существенные изменения в содержании Ba отмечаются для полевых шпатов из базальтов Дариганги.

В общем, мегакристаллы достаточно близкого состава (например, из базальтов Токинского Становника [100], района оз. Угей-Нур) характеризуются близкими содержаниями бария и стронция.

На диаграмме соотношения содержаний K_2O и Ba в мегакристаллах K-Na полевых шпатов прослеживаются два тренда накопления бария (рис. 26). Для высококальциевых разновидностей (анортотлазов) корреляции между этими компонентами состава как будто бы нет; при содержании ортоклазового минерала более 35–40 мол.% в твердом растворе видна достаточно сильная положительная корреляция. Данные [58] и приводимые нами в настоящей работе практически совпадают.

Во всех мегакристаллах полевых шпатов установлены (методом РСМ и ИНАА) высокие содержание железа, в среднем на уровне 0,1–0,2 мас.%, что полностью согласуется с данными по анортотлазам из других районов [131, 146] и характерно для высокотемпературных фаз.

Методом ИНАА в полевых шпатах Дариганги определены Sc (от $< 0,1$ до 0,17 г/т), Co (6,3–11,5 г/т), Cr (от < 5 до 12 г/т), Hf (0,8–2,5 г/т), Th (0,4–2,3 г/т), Ta ($\sim 0,3$ г/т), Cs (от $< 0,5$ до 2 г/т), Zn (20–200 г/т) и группа редкоземельных элементов. В целом полученные данные согласуются с приведенными в литературе [146], но значения для цезия оказались примерно на порядок ниже, чем было определено ранее для мегакристаллов Монголии в работе [58].

В целом характер распределения (нормализованного по хондриту) [134] редкоземельных элементов в полевых шпатах близок тому, что наблюдается в плагиоклазах из магматических пород [4] (рис. 27). Отмечается ярко выраженный европиевый максимум. Однако индивидуальный спектр распределения этих элементов в отдельных образцах сильно меняется, вероятно, в зависимости от общего состава минерала и его структурного состояния. Так, некоторые мегакристаллы из базальтов Угейнурского ареала и Тарятской впадины дают дополнительно к европиевому максимуму еще один – цериевый. Для исследованных нами образцов четко проявлен минимум в области содержания самария. Литературные данные свидетельствуют о том, что состав поле-

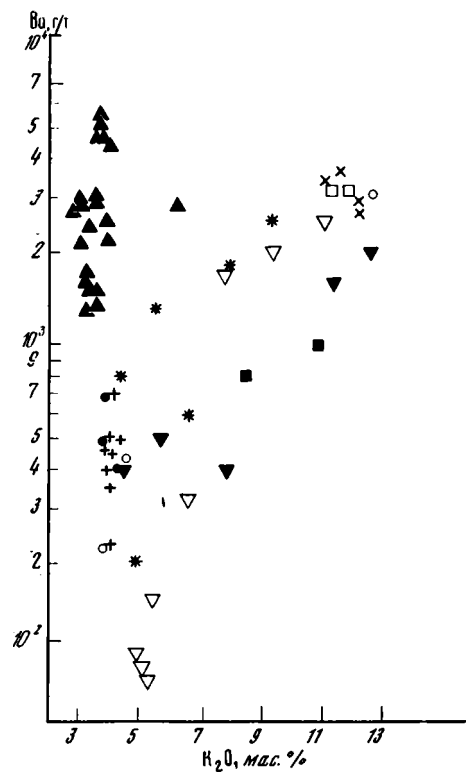
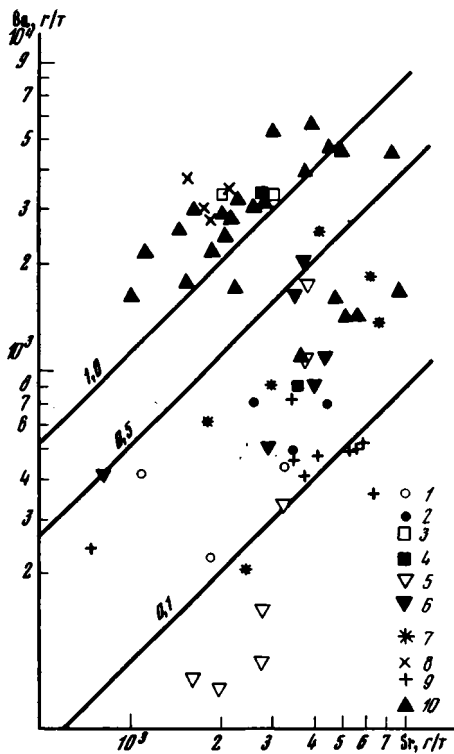


Рис. 25. Содержание Ва и Sr в мегакристаллах К-Na полевых шпатов

Данные авторов: 2 – р. Чулутуйн-Гол, 4 – Долина Озер; 6 – Тарятская впадина, 7 – Дариганга, 8 – оз. Угуй-Нур; данные [58]: 1 – р. Чулутуйн-Гол, 3 – Долина Озер, 5 – Тарятская впадина; данные [100]: 9 – Токинский Становик; данные [131, 146]: 10 – другие районы Земли

Рис. 26. Содержания Ва и K_2O в мегакристаллах К-Na полевых шпатов

Условные обозначения см. на рис. 25

вых шпатов может сильно менять соотношение в распределении различных РЗЭ. Для плагиоклаза из лунной брекчии [107] устанавливается абсолютный максимум в области нормализованного содержания самария, тогда как для плагиоклаза из габбро Срединно-Океанического хребта и силикатной части метеорита [4], андезитового плагиоклаза и анортоклаза из лав вулкана Эребус (Антарктида) максимум приходится на европий [136а]. Отметим, что для полевых шпатов перечисленных выше районов относительная картина в соотношении содержаний РЗЭ весьма различна. По всей видимости, окислительно-восстановительные условия в минералообразующей среде и первичное распределение в ней РЗЭ существенно определяют характер их накопления в кристаллизующихся фазах.

Мегакристаллы моноклинных пироксенов. Методом ИНАА было изучено 19 мегакристаллов моноклинных пироксенов, из которых 15 представляют Даригангу. Анализировались наиболее характерные разновидности этого района: обычные черные высокоглиноземистые титанистые авгиты, так называемые тонкокливажированные пироксены и зеленые мегакристаллы. У шести кристаллов, кроме того, состав был изучен методом традиционного химического анализа; были определены содержания окислов элементов группы железа (Cr_2O_3 , NiO , CoO , V_2O_5). Результаты анализа приведены в табл. 13.

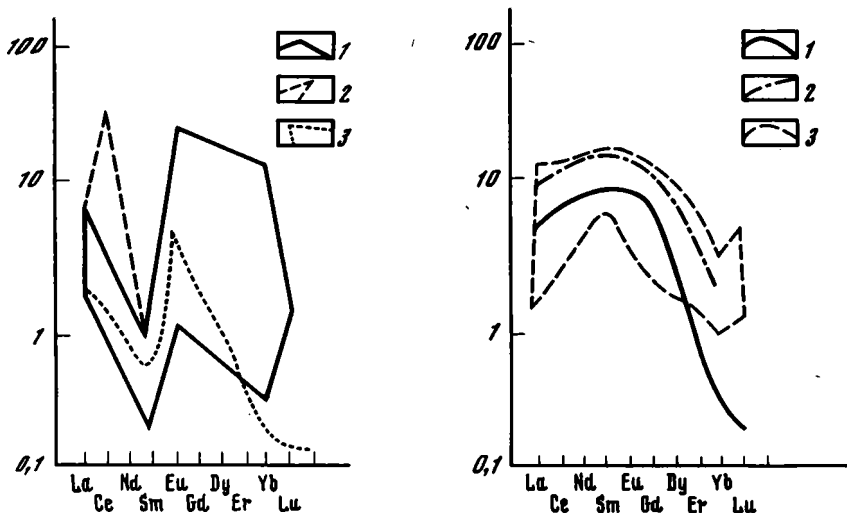


Рис. 27. Содержание редкоземельных элементов в мегакристаллах К-Na полевых шпатов Монголии, нормированное по хондриту [134]

1 — контур, ограничивающий поле составов преобладающей группы мегакристаллов; 2 — область составов мегакристаллов, для которых установлен "цериевый максимум"; 3 — плагиоклаз из габбро Срединно-Атлантического хребта, по [4]

Рис. 28. Содержание редкоземельных элементов в мегакристаллах моноклиных пироксенов, нормированное по хондриту [134]

1 — мегакристалл моноклиного пироксена из вулканогенных пород Какануи, Новая Зеландия, по [145]; 2 — моноклиный пироксен из перидотитов Южной Африки, по [134]; 3 — мегакристаллы из базальтов Дариганги [по данным авторов]

Т а б л и ц а 13

Химические составы мегакристаллов моноклиных пироксенов из базальтов Дариганги

Окисел	107		145		523	
SiO ₂	49,02	49,78	46,84	47,02	49,66	50,72
TiO ₂	1,04	0,98	1,53	1,54	0,78	1,02
Al ₂ O ₃	9,14	9,27	7,73	8,32	8,40	7,05
Fe ₂ O ₃	2,46	2,37	7,44	6,80	2,70	3,44
FeO	5,30	4,52	4,87	5,45	3,17	5,62
MnO	0,170	0,164	0,164	0,186	0,186	0,182
MgO	15,38	14,02	12,38	11,31	18,65	16,04
CaO	14,87	16,13	15,40	16,31	14,33	13,24
Na ₂ O	1,64	1,76	2,40	2,13	1,30	2,13
K ₂ O	0,06	0,19	0,10	0,05	0,05	0,025
P ₂ O ₅	0,170	0,225	0,025	0,036	0,040	0,025
п п п	0,66	0,52	1,00	0,80	0,53	0,36
Cr ₂ O ₃	0,041	0,034	0,046	0,025	0,185	0,050
NiO	0,0328	0,0326	0,0124	0,0066	0,0305	0,0186
CoO	0,0053	0,0045	0,0066	0,0037	0,0148	0,0066
V ₂ O ₅	0,049	0,048	0,043	0,061	0,044	0,068
С у м м а	99,91	99,91	99,87	99,96	99,80	99,85

П р и м е ч а н и е. 107 — Ачагийн-Душ; 145 — Гангын-Цаган; 523 — Майхант; полные силикатные анализы (обычными методами) получены в лаборатории Ужрчерметгеологии.

Содержание микрокомпонентов в мегакристаллах
моноклиновых пироксенов, г/т

№ образца	Cr	Co	Sc	La	Sm	Eu	Yb	Lu
Черные моноклиновые пироксены								
107-01	355	53	26	1,0	1,82	0,58	0,69	0,17
107-02	6	53	15	2,6	3,43	1,51	0,35	0,05
513к	100	57	17	1,2	1,74	0,64	0,40	0,06
523	33	50	16	1,9	1,80	1,04	0,57	0,12
25а	27	60	16	2,0	1,77	0,94	0,39	0,05
50	70	56	14	2,2	2,48	0,96	0,53	0,06
92а	12	57	18	2,0	2,01	0,78	0,17	0,06
120	23	59	21	1,0	2,06	1,12	0,58	0,13
504	14	44	15	2,2	2,62	1,49	0,47	0,05
513в	97	55	16	1,5	2,07	1,01	0,41	0,08
523-01	29	54	18	1,0	2,00	1,06	0,21	0,05
Кливажированные пироксены								
525.е	74	34	51	5,8	3,13	1,32	0,72	0,20
525	111	36	51	3,3	2,77	1,45	0,88	0,21
Зеленые моноклиновые пироксены								
525д	8111	31	46	3,3	0,75	0,22	0,45	0,08
525г	5400	22	42	2,4	1,37	0,30	0,99	0,18
Моноклиновые пироксены из гипербазитов (по [64])								
7163	4500	35	100				5,0	
7175	3000	43	100				4,0	
Моноклиновые пироксены из базитов (по [64])								
7221	350	65	160				10,0	
7126	350	65	200				10,0	

Таблица 15

Содержание редких элементов в мегакристаллах ильменита, г/т

№ п/п	№ образца	Cr	Co	Sc	Hf	Ta	Th	La	Sm	Eu
1	523	11	172	9,8	6,1	13,9	2,8	0,5	0,04	0,18
2	523	43	170	10	7,7	13,8	5,0	0,6	0,39	0,35
3	513к	33	175	7,7	2,1	6,7	1,8	1,3	0,05	0,42
4	513к	14	157	8,7	6,7	13,2	1,1	0,4	0,08	0,1
5	513в	23	152	8,5	7,2	11,8	3,2	0,7	0,04	0,10
6	483	22	53	6,1	5,7	8,4	2,6	1,7	0,40	0,18
7	7-32	12	146	5,2	6,6	3,9	1,0	0,7	0,05	0,1
8	7-32	18	160	6,0	2,8	3,5	2,7	0,5	0,10	0,40
9	ЙЛ	20	117	22	12,8	45	1,0	0,4	0,05	0,41
10	ЙЛ	12	115	23	12,5	35	1,0	2,9	0,05	0,27
11	ЙЛ	30	97	22	11,5	34	4,4	2,4	0,51	0,31
12	ЙЛ	20	138	26	14,7	46	1,0	0,5	0,05	0,10

П р и м е ч а н и е. 1-5 - Дариганга; 6 - Угей-Нур; 7, 8 - Долина Озер; 9-12 - Йозерска Лука (ЧССР).

Известны литературные данные по содержаниям некоторых РЗЭ в мегакристаллах моноклинных пироксенов из базальтоидов Монголии [58], Забайкалья [59], Токинского Становика [100], Какануи (Новая Зеландия) [145]. В отличие от диопсидовых пироксенов ультраосновных пород для обычных черных мегакристаллов авгита характерны низкие концентрации элементов группы железа (г/т): Cr ~ 6–350, Ni ~ 5–260, Co ~ 29–116, V ~ 240–380. Зеленые и кливажированные мегакристаллы, как указывалось выше, отличаются от обычных по составу основных петрогенных компонентов и еще более разительно — по содержаниям редких элементов: концентрация хрома возрастает до ~ 1500 г/т, а Co — до 235 г/т. Одновременно с нашими образцами были проанализированы три кристалла моноклинных пироксенов из кимберлитов Якутии. Последние отличаются от черных мегакристаллов Дариганги прежде всего повышенным содержанием хрома (248–1730 г/т).

В мегакристаллах моноклинных пироксенов Монголии определены: Sc — (13–51 г/т), Hf — (от < 1 до 4,2 г/т), Ta — (от 0,2 до 1,4 г/т), Th (от 0,5 до 8,4 г/т), Zr (от < 50 до 380 г/т) и элементы группы РЗЭ. Концентрация цинка явно повышена в зеленых и кливажированных мегакристаллах. Содержания микрокомпонентов в мегакристаллах моноклинных пироксенов приведены в табл. 14.

Распределение РЗЭ, нормированное к хондриту [134], показано на рис. 28. Дисперсия в содержаниях РЗЭ меньше, чем в группе K-Na полевых шпатов; отчетливо определяется максимум на кривой распределения в области Sm, Eu и обедненность тяжелыми лантаноидами (группа Yb). Содержания РЗЭ и характер их распределения хорошо согласуются с данными [134] и данными, полученными для мегакристалла авгита из Какануи [145]. В целом геохимия мегакристаллов глиноземистых титанистых авгитов Дариганги идентична таковой для мегакристаллов других вулканических областей земного шара [50].

Мегакристаллы ильменита. Тем же методом нами были исследованы восемь мегакристаллов ильменита, пять из которых отобраны из базальтов Дариганги. Результаты анализов представлены в табл. 15. Видно, что мегакристаллы ильменита характеризуются выдержанными содержаниями редких элементов, но при сопоставлении с составами ильменитов из других районов можно заметить некоторые устойчивые отличия. Так, в ильмените из южной зоны Долины Озер (№ 7-32), а также из Угейнурского ареала меньше скандия, чем в мегакристаллах Дариганги. Ильмениты из чешских россыпей (Йезерска Лука), наоборот, отличаются обогащенностью скандием, но содержат по сравнению с монгольскими меньше кобальта.

Ранее было показано, что ильмениты могут служить надежным геохимическим индикатором провинциальных различий кимберлитов [17]. Как уже отмечалось выше, мегакристаллы ильменита в базальтах отличаются от кимберлитовых явно пониженными содержаниями хрома и ниобия. Полученные нами данные позволяют утверждать, что монгольские ильмениты также обеднены некоторыми редкими элементами по сравнению их с кимберлитовыми [17] (3,5–13,9 г/т против ~ 200 г/т Ta), Hf (2,1–7,7 против 13,7–18,9 г/т), Sc (5,2–10 г/т против 22–29).

Содержания в ильменитах лантана (0,4–1,7 г/т), самария (0,04–0,40 г/т) и европия (менее 0,1–0,42 г/т) близки к таковым в ромбических пироксенах из кимберлитов Якутии (La ~ < 0,5–2,7; Sm — < 0,05–0,28 и Eu < 0,1–0,26).

ЯВЛЯЮТСЯ ЛИ МЕГАКРИСТАЛЛЫ ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИМИ ФАЗАМИ?

При обсуждении проблемы генезиса мегакристаллов этот вопрос сегодня все чаще задают себе петрологи. После исключительно интересных экспериментальных исследований, выполненных австралийскими учеными Д. Грином, У. Хибберсоном [127], А. Ирвингом [130] и др., прочно укоренилась точка зрения, что мегакристаллы являются фазами высокого давления, образованными при кристаллизации магм в глубинных магматических очагах [58, 59, 113, 114]. Действительно, насыщенные и ненасыщенные кремнеземом породы в широкой области давлений образуют на ликвидусе фа-

зы, встречающиеся в виде мегакристаллов, и прежде всего моноклинный пироксен. При давлениях свыше 25–30 кбар наряду с пироксенами кристаллизуется гранат. Из щелочных расплавов при высоком содержании воды и давлениях более 20 кбар в субликвидусных условиях может кристаллизоваться высокотитанистая слюда. Экспериментально показана также возможность образования в близликвидусных условиях оливина из базальтовой магмы, по крайней мере до давлений 20 кбар в базанитовых расплавах [53, 126]. В области давлений 25–30 кбар и содержаний воды 1–10 мас.% среди ликвидусных фаз в расплаве исходного богатого оливином состава существует ромбический пироксен [126]. Х. Йодер указывает на основании опытов Д. Эгтлера [120], что кристаллизация ромбического пироксена обусловлена присутствием во флюидной фазе CO_2 [53]. Среди ликвидусных минералов при высоких давлениях может быть и ильменит [17].

Самым трудным оказывается экспериментальное доказательство близликвидусной кристаллизации в базальтовых магмах нормальной щелочности K-Na полевых шпатов. Было установлено, что увеличение давления приводит к стабилизации более кислого плагиоклаза за счет растущей неустойчивости анортита в твердом растворе. Однако ни в одном случае не удалось зафиксировать среди минералов-вкрапленников (т.е. в условиях достаточной свободной кристаллизации расплава) щелочных полевых шпатов. С позиций обычной кристаллизации магм не находят экспериментального объяснения условия формирования мегакристаллов-акцессориев: циркона, корунда и др.

Когда бы говорим, что имеются экспериментальные доказательства интрателлурического генезиса мегакристов, то в первую очередь имеем в виду установленный факт кристаллизации из расплава данного м и н е р а л ь н о г о вида. Сложнее обстоит дело, когда приходится рассматривать реальные составы природных и искусственных минеральных фаз. Так, близость соответствующих составов моноклинных (и ромбических) пироксенов, полученных в работе [127], не является общим правилом. Приведем примеры, иллюстрирующие сказанное. Кристаллизация высокомагнезиальных фаз в базальтовых системах (например, магнезиальных оливинов) должна быть обусловлена высоким окислительным потенциалом, т.е. переводом большей части железа в трехвалентное состояние. Однако кристаллизация высокотитанистого магнетита свидетельствует о низкой летучести кислорода в магматическом очаге [81]. Наши данные по совместной кристаллизации пироксена и граната из расплава нефелинового базанита (образец породы 84/76) при давлениях 25–30 кбар показали близость составов природных и синтетических пироксенов. Выкристаллизовавшиеся гранаты значительно более железисты, чем природные мегакристаллы [96] (рис. 29).

Указывая на высокую гомогенность мегакристаллов и их большие размеры, сторонники интрателлурического генезиса данных минералов отмечают длительное существование магматических очагов при стабильных физико-химических условиях на разных глубинных уровнях [58–59]. Такому режиму кристаллизации противоречит сонахождение в одном вулканическом теле мегакристаллов разных минеральных видов, а главное — сильная изменчивость химического состава от одного кристалла к другому в пределах одного минерального типа, например полевого шпата и моноклинного пироксена. Такая гетерогенность состава мегакристаллов описывалась и раньше [58]. В рамках представлений о магматическом образовании мегакристаллов в длительно существующих стабильных условиях трудно понять и выявленную переменную зональность в ряде кристаллов полевых шпатов: в одних — края обогащены калием, а в других — натрием [55].

Убедительным доводом в пользу глубинной кристаллизации мегакристаллов из магмы считается геохимическая корреляция составов последних. В действительности калиевые полевые шпаты в целом приурочены к богатым калием базальтоидам Центральной Монголии; для этих пород и мегакристаллов установлена положительная корреляция в изменении K/Na-отношения (см. рис. 22). Более основные лавы Дариганги содержат пикроильмениты с повышенной концентрацией магния. Мегакристаллы слюды обычно встречаются в относительно богатых калием породах. Однако находки мегакристаллов

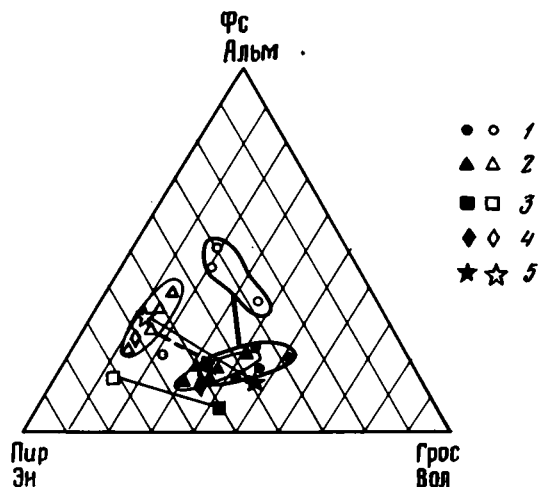
кристаллов слюды в высоконатриевой разновидности базальтов, обратная корреляция величин K/Na -отношения в мегакристаллах полевых шпатов и базальтах Дариганги, гетерогенность составов мегакристов одного вида в данном вулканическом теле — все это указывает на принципиальную неоднозначность устанавливаемых корреляционных соотношений.

В работе [59] по результатам изучения вулкаников Прибайкалья отмечается близость мегакристаллов моноклининого пироксена и этого минерала в шпинелевых лерцолитах по содержаниям ванадия, хрома, никеля, кобальта. Содержания этих микрокомпонентов различны в мегакристаллах и вкрапленниках.

Вслед за авторами ряда работ [17, 39] можно допустить гетерогенность мегакристаллов по генетической природе. Например, магнезиальный оливин, кальциевые пироксены (в том числе обогащенные хромом) и кварц являются ксенокристами, тогда как моноклининый пироксен, полевые шпаты, ильменит, слюда, гранат — продуктами глубинной магматической кристаллизации. Для кимбрелитов эти представления особенно развиты. Дж. Доусон описывает две серии мегакристаллов гранатов и пироксенов,

Рис. 29. Составы твердых растворов (минералы) кристаллов гранатов и моноклинических пироксенов из природных ассоциаций и из продуктов, полученных экспериментально при высоких PT

Черные значки — пироксены, белые — гранаты; 1 — данные экспериментов; 2 — мегакристаллы; 3 — минералы лерцолитов; 4 — минералы "зеленых" эклогитов; 5 — минералы "черных" эклогитов



резко различающихся по содержаниям хрома [39]. Хромовая серия по геохимическим признакам близка минералам ультрабазитов, тогда как железо-титанистая ассоциация мегакристаллов ближе к кимберлитам. Мегакристаллы Дариганги также отчетливо проявляют геохимическую неоднородность. Об этом говорилось выше при рассмотрении отдельных минеральных видов. Приведем еще несколько примеров.

Изучение химического состава трех мегакристаллов черного пироксена из вулкана Гангын-Цаган-Обо (примерно в 20 км восточнее сомона Дариганга) методами мокрой химии и количественного спектрального анализа показало, что два из них принадлежат к обычному типу субкальциевых авгитов, а третий — к высокомагнезиальной разновидности с заметно меньшей концентрацией титана (см. табл. 13). Особенно разительны отличия мегакристаллов по малым компонентам: хром, никель, кобальт. По концентрациям этих элементов высокомагнезиальный пироксен близок к минералам из ультраосновных включений [58, 64, 110].

Данные ИНАА свидетельствуют, что выделенная нами разновидность кливажированных моноклинических пироксенов сильно отличается от обычных мегакристаллов пироксенов пониженным содержанием кобальта и более высокими концентрациями скандия и иттербия, что ставит ее в промежуточное положение относительно минералов базитов и гипербазитов [64] (см. табл. 14).

Таким образом, на фоне определенной корреляции составов мегакристов различных минералов и вмещающих пород индивидуальные составы отдельных зерен дают зна-

чительные отклонения от среднего. Неоднородность по составу мегакристаллов моноклиновых пироксенов, близкая к отмечаемой нами, описана в оливиновом нефелините на островах Кука (о-в Аитутаки) [122]. Высококальциевый мегакристалл с низкой глиноземистостью, железистостью и щелочностью близок по составу к пироксенам из ксенолита клинопироксенита, содержащего оливин и шпинель. Ситуация близка к той, которая была установлена между составами кливажированных мегакристаллов и минералов пироксенитов.

Изложенное не позволяет нам присоединиться к точке зрения о простой магматической кристаллизации даже одного минерального вида в одном очаге. Простой расчет эффекта фракционирования наиболее распространенных мегакристаллов моноклиновых пироксенов из предполагаемых первичных толеитовых или базанитовых магм приводит к тренду некоторого увеличения отношения K_2O/Na_2O при значительном увеличении железистости расплава. Между тем соотношения составов более ранних базальтов лавового плато и поздних шлаковых конусов, по данным, приведенным в главе II, указывают на общий тренд увеличения отношения K_2O/Na_2O при возрастании основности магм и их магнезиальности. Этот тренд абсолютно противоположен трендам изменения состава магм океанических островов, для которых обосновывается кристаллизационное фракционирование как основной механизм дифференциации первичных мантийных магм [68, 119, 136].

Установленный характер распределения РЗЭ в распространенных на Дариганге мегакристаллах моноклинового пироксена и К-Na полевого шпата показывает, что фракционирование пироксена должно обогащать остаточную жидкость тяжелыми лантаноидами, т.е. уменьшать фракционированный характер распределения РЗЭ в последовательно дифференцированных породах. Однако этот эффект не наблюдается в изученных сериях лав. Фракционная кристаллизация полевого шпата должна была бы привести к появлению в дифференцированных породах европиевой аномалии и максимума в нормированном по хондриту содержании самария. Ни один из изученных образцов базальтоидов не показал такой картины.

Сильная изменчивость в величине Ba/Sr-отношения, установленная для мегакристаллов полевых шпатов, должна была бы привести при их кристаллизации к сдвигу величины этого отношения в кристаллизующихся расплавах. Однако приведенные выше факты указывают на компактное расположение точек составов базальтоидов на Ba-Sr-диаграмме (см. рис. 25) вблизи линий, отвечающих значениям $Ba/Sr \sim 1-2$. Таким образом, и геохимическое исследование мегакристаллов не позволяет рассматривать их в качестве интрателлурических фаз, ответственных за появление различных магматических серий.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ – ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕЩЕСТВА

Не разделяя мнения об интрателлурической природе мегакристаллов, мы считаем, что типоморфизм (или, точнее, типохимизм) этих минеральных образований, т.е. особенности состава, отражающие их присутствие в данном магматическом теле, указывает на сингенетичность системы "мегакристалл-порода". Иными словами, эта система формировала свой состав (или свои составы) под влиянием одних и тех же физико-химических факторов, среди которых важнейший – режим флюидных фаз. На современном этапе развития петрологии магматические процессы неразрывно связаны с метаморфическим и метасоматическим преобразованием вещества верхней мантии и земной коры [133, 159, 165].

Включения глубинных пород и минералов дают в руки петрологов прямые доказательства реальности этих процессов. Собранный нами на Дариганге материал также подтверждает такие представления. Существует группа минералов, максимально приближенных по петро- и геохимическим характеристикам к ультрабазитам верхней мантии: мегакристаллы зеленых и кливажированных черных моноклиновых пироксенов,

а также некоторые индивиды среди обычных черных клинопироксенов. На южном и юго-восточном склонах вулкана Дзун-Нэрэтэ (примерно в 23 км к северо-западу от сомона Дариганга) в лаве обнаружен ксенолит среднезернистого шпинелевого лерцолита, на краю которого находилось зерно ромбического пироксена размером около 8 мм. При чрезвычайно близких составах этого кристалла и "рядовых" зерен ромбического пироксена в ксенолите отмечается тенденция к повышению содержаний TiO_2 , Al_2O_3 и снижению концентраций Cr_2O_3 . Такие же отличия характеризуют мегакристаллы зеленых хромовых авгитов по сравнению с хромдиопсидами лерцолитов.

Находка в ядре одного из мегакристаллов граната "включения", состав которого близок к составу граната из ультрабазитовых ксенолитов, также свидетельствует против простого механизма магматической кристаллизации минеральных включений такого типа.

Выше приводилось сопоставление составов кливажированных мегакристаллов пироксена и клинопироксенов вебстеритов. В работе [58] отмечалось отсутствие ксенолитов с кумулятивными структурами, позволяющими отнести такие породы к продуктам фракционирования магм в глубинных очагах. Между тем пироксениты "черной" и "зеленой" серий достаточно часты среди включений в лавах Дариганги. Эти породы могут быть либо продуктами "гранитизации" (т.е. раскисления) ультраосновного вещества мантии под влиянием мантийных флюидов и базитовых магм, либо фрагментами расслоенных интрузий ультраосновного и основного состава. Для орогенных областей связь пироксенитов с габброидами среди включений устанавливается достаточно определенно [20, 32, 110]. В данном случае более убедительным кажется представление о вторичной, метасоматической, природе пироксенитов. Среди включений габброиды почти отсутствуют, а такситовые и зональные ультрабазиты, как правило, с увеличением доли пироксенов в краевых зонах встречаются в разных районах Монголии. В некоторых ультраосновных включениях были обнаружены замкнутые червеобразные поры в пироксенах, выполненные стеклом, состав которого близок к щелочному полевоому штапу.

Интересные наблюдения были сделаны с помощью РСМ в зонах контактов ультраосновных включений и вмещающих базальтов: здесь часто обособляются кислые и щелочные стекла, с которыми можно сопоставить состав мегакристаллов полевых шпатов.

Ранее мы предположили, что мегакристаллы кристаллизуются при активном участии флюидов, под влиянием которых, возможно, в магме возникает микрогетерогенность (микроликвация?), обеспечивающая кристаллизацию гомогенных кристаллов [19]. Этот процесс может быть достаточно эффективным на границе очага, где образующиеся кристаллы приобретают одновременно геохимические черты самой магмы и внешней среды. Ряд авторов приводит много данных в пользу метасоматического замещения различных по составу пород разными минеральными фазами [8, 64, 110]. Таким образом, являясь по сути ксенокристами, мегакристаллы обнаруживают геохимическую близость к вмещающим вулканическим породам. Эту проблему один из авторов недавно обсудил на богатом фактическом материале по мегакристаллам ильменита из кимберлитов Якутии [17]. Во многом проявляя независимость от вмещающих кимберлитов по химизму, ильмениты по ряду геохимических характеристик свидетельствуют об индивидуальных особенностях отдельных кимберлитовых тел и полей.

Различные корреляционные соотношения, которые устанавливаются между составами мегакристаллов и базальтов из разных вулканических ареалов, отражают, по-видимому, индивидуальные черты эволюции магматических систем. Экзотические мегакристаллы титанбиотита и калиевых санидинов в натриевых лавах Дариганги, по нашему мнению, однозначно свидетельствуют об их кристаллизации из высококалийевых флюидных или флюидно-расплавных частей глубинного очага. Высокожелезистый характер пироксенов, кристаллизация ильменитов, а не титаномагнетитов, указывают на образование мегакристаллов в условиях низкой летучести кислорода (см. гл. V). Появление структур распада в ильменитах, пироксенах свидетельствует о глубинных вариациях физико-химических условий (в том числе окислительно-восстановительных) существования и эволюции магмы.

КСЕНОЛИТЫ ГЛУБИННЫХ ПОРОД

Почти во всех структурных зонах Земли щелочные базальты содержат разнообразные по минеральному составу включения, среди которых преобладают обломки чуждых пород. Минеральный парагенезис и геохимия включений позволяют установить различные РТ-условия их равновесного образования и тем самым принадлежность этих пород к разным уровням глубинности. В настоящее время это фактически наиболее надежный путь построения региональных вещественных моделей земной коры и верхней мантии [15, 32].

На Дариганге, как и в других кайнозойских ареалах вулканизма Центральной Азии, чаще всего встречаются ксенолиты ультраосновного состава, являющиеся отторженцами субстрата верхней мантии. Детальная сводка типов глубинных пород-ксенолитов в лавах Дариганги приведена в работе [58]. Выделены три основных шпинелевых минеральных парагенезиса: 1) лерцолитовый, 2) вебстеритовый и 3) верлитовый. В дополнение к ним рассмотрена группа мономинеральных клинопироксенитов. Отмечена сильная изменчивость в количественных соотношениях минералов, благодаря чему наблюдаются переходы от одного типа ультрабазита к другому при выдержанных составах минералов¹. В соответствии с классификацией [113], включения отнесены к "зеленой" или "черной" сериям по типу пироксена (хромдиопсид, или хромовый авгит в "зеленой" серии и титанистый авгит – в "черной"). Породы "зеленой" серии распространены значительно шире "черной", хотя последние в отдельных вулканах преобладают (Хадат-Шантын и др.).

Пожалуй, заключение о том, что "наибольшее число местонахождений сосредоточено в южной половине этого вулканического ареала" [58, с. 138], не совсем точно. В северо-западной и западной, а также юго-западной частях плато находятся эродированные и полуразрушенные вулканические аппараты, в которых в изобилии встречаются ксенолиты. Таковы, например, вулканы Будун-Обо, Дзун-Бусулар-Ула, Барун-Нэрэтэ-Ула, Асгатын-Цаган-Тологой и др. В южной возвышенной части Дариганги наряду с вулканами, содержащими разнообразные ксенолиты, встречаются молодые шлаковые конусы, практически стерильные от визуально различимых ксенокристов и включений. Таковы вулканы Дусы, Богдын-Душ и др. В восточной и северо-восточной частях плато резко возрастает число вулканов, не содержащих глубинных включений; лавы и особенно пирокластика этих вулканов "засорены" проплавленными мелкими обломками пород верхних горизонтов земной коры, часто выходящих на дневную поверхность (кварцитов, гранитоидов, сланцев).

Группа ультраосновных и мафических ксенолитов Дариганги подробно описана [58], поэтому обратим внимание читателя прежде всего на находки новых, ранее не известных или не изученных типов включений: гранатосодержащих разностей и пород глубоких зон земной коры, а также пироксенитов "черной" серии. Коротко остановимся на наших данных по группе шпинелевых ультрабазитов.

ВКЛЮЧЕНИЯ ГРУППЫ ШПИНЕЛЕВЫХ ПЕРИДОТИТОВ

Чаще всего встречаются обломки четырехфазового лерцолита, состоящие из ромбического и моноклинного пироксенов, шпинели и оливина. Последний, как правило, преобладает. Вследствие неравномерного распределения минералов включения, особенно мелкие, переходят в разновидности, где любая из четырех фаз может определять название породы (ее минеральный состав). Были найдены ксенолиты, обогащенные шпинелью (примерно в 7 км западнее-юго-западнее вулкана Богдо-Улан, в самой южной части плато). Все встреченные до настоящего времени ультрабазиты, за единичными

¹ Один из примеров перидотитового включения в базальте приведен на рис. 4, е.

Рис. 30. Соотношение железистости и глиноземистости шпинелей из ультраосновных включений

В базальтах Дариганги: 1 - данные [58], 2 - данные авторов; в базальтах Хангая: 3 - данные [58], 4 - данные авторов, 5 - средние данные для Дариганги ($n = 26$), 6 - средние данные для Хангая ($n = 19$)

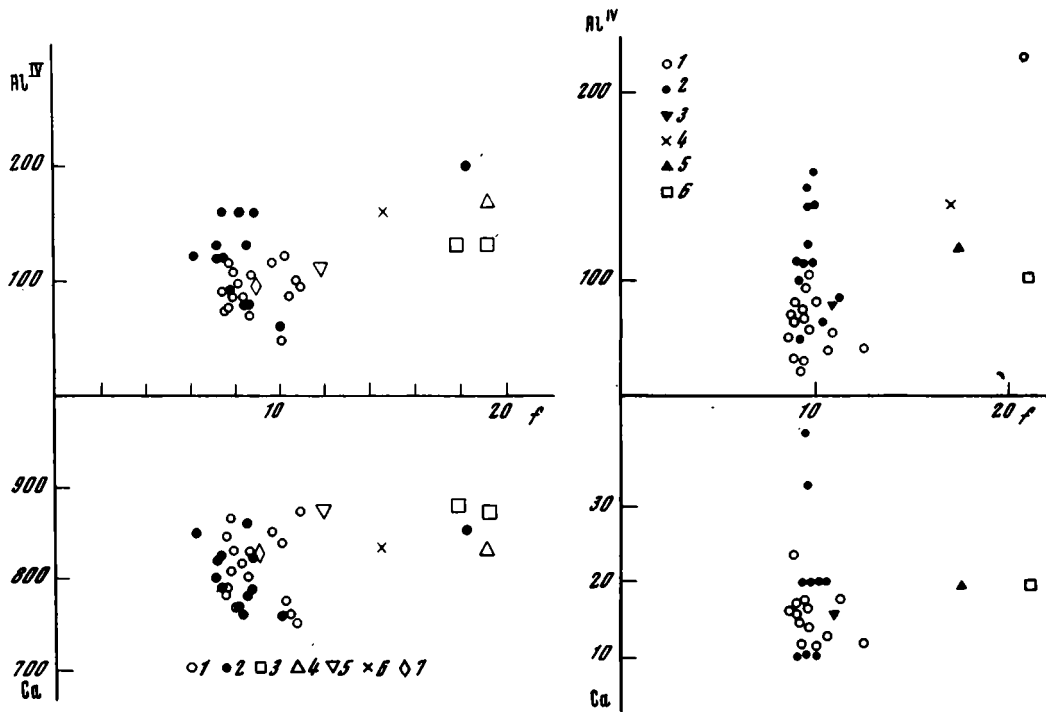
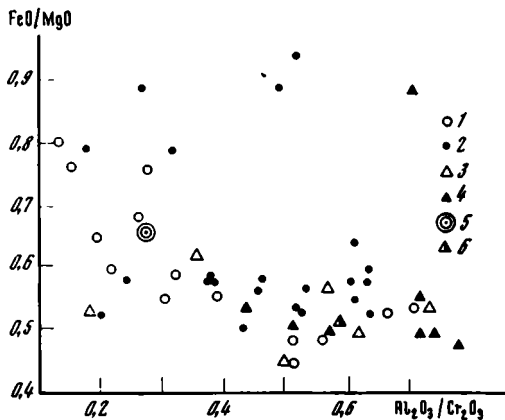


Рис. 31. Соотношение Al^{IV} и железистости (f) моноклинных пироксенов из ксенолитов ультраосновных пород в базальтах Дариганги

1 - данные [58]; 2 - данные авторов; 3 - Fe-Mg-тип, по [58]; 4 - окисленный лерцолит (см. табл. 17); 5 - гарцбургит, по [58]; 6 - вебстерит (см. табл. 27); 7 - верлит, по [58]

Рис. 32. Соотношение Al^{IV} и железистости (f) ромбических пироксенов из ксенолитов ультраосновных пород в базальтах Дариганги

1 - данные [58]; 2 - данные авторов; 3 - гарцбургит, по [58], 4 - вебстерит (см. табл. 27); 5 - окисленный лерцолит (см. табл. 17); 6 - Fe-Mg-тип, по [58]

Средние химические составы минералов ксенолитов
 текстурированных и гранобластовых шпинелевых лерцолитов
 из лав вулкана Сэнджитийн-Ундэр (по данным РСМ)

Компонент	Текстурированные лерцолиты							
	687-1				687-4			
	Ол	Кпх	Опх	Шп	Ол	Кпх	Опх	Шп
SiO ₂	40,36	53,36	55,50	0,17	40,73	53,59	55,28	0,19
TiO ₂	—	0,29	0,09	0,91	—	0,07	0,07	0,40
Al ₂ O ₃	—	3,66	2,46	28,43	—	3,05	2,64	32,13
Cr ₂ O ₃	—	1,20	0,64	39,64	—	0,97	0,70	38,99
FeO	9,32	3,14	5,95	18,78	8,24	2,64	5,34	16,36
MnO	0,12	0,10	0,12	0,27	0,12	0,09	0,13	0,25
MgO	49,22	18,41	33,07	10,76	50,29	18,79	33,49	11,66
CaO	0,06	18,59	1,01	—	0,07	19,92	1,09	—
Na ₂ O	—	1,48	0,16	—	—	1,07	0,16	—
С у м м а	99,08	100,13	99,00	98,96	99,45	100,19	98,90	99,98
Si	1,984	1,904	1,930	0,006	1,972	1,916	1,919	0,005
Al ^{IV}	—	0,086	0,070	—	—	0,084	0,081	—
Al ^{VI}	—	0,068	0,030	1,027	—	0,045	0,027	1,130
Ti	—	0,008	0,002	0,020	—	0,002	0,002	0,009
Cr	—	0,034	0,017	0,962	—	0,028	0,019	0,920
Fe ²⁺	0,380	0,094	0,173	0,481	0,331	0,079	0,154	0,407
Mn	0,006	0,002	0,004	0,007	0,006	0,002	0,004	0,005
Mg	3,626	0,986	1,726	0,496	3,688	1,008	1,744	0,524
Ca	0,003	0,712	0,038	—	0,003	0,764	0,040	—
Na	—	0,103	0,010	—	—	0,073	0,010	—
Ca/(Ca + Mg)	—	0,419	0,021	—	—	0,431	0,022	—
Fe/(Fe + Mg)	0,095	0,087	0,091	0,492	0,082	0,091	0,081	0,436

Примечание. Все железо в виде FeO.

исключениями (см. ниже), принадлежат к глинозем-шпинелевому типу, когда содержание глинозема в шпинели существенно превышает содержание хромового компонента [116]. Статистически шпинелиды из включений Дариганги богаче хромом по сравнению с таковыми из центральных районов Монголии. Однако такое сравнение справедливо прежде всего при сопоставлении с Центральной Монголией северной и северо-западной частей плато, где широко развиты толеитовые разности-базальты и вулканизм проявился в более раннюю эпоху (миоцен-плиоцен). Большая группа точек (по данным [58] и нашим определениям), характеризующих состав шпинелей из южной и юго-восточной частей Дариганги, попадает в область распространения составов шпинелей из включений в вулканитах Центральной Монголии (рис. 30). Отдельные образцы лерцолитов Хангая содержат высокохромовую шпинель, характерную для северных и северо-западных районов Дариганги. Железистость шпинелей двух сравниваемых вулканических областей Монголии сопоставима между собой, хотя видна отчетливая тенденция ее увеличения с уменьшением глиноземистости. Аналогичная закономерность ранее отмечалась для шпинелей из кимберлитов [88, 104]. Это означает, что изоморфное замещение осуществляется по схеме $MgAl_2O_4 \rightleftharpoons FeCr_2O_4$. Петрогенетическое значение такой закономерности будет обсуждено в следующих разделах работы.

Оливин из перидотитов относится к форстериту ($f = 10$) с низкой примесью СаО (в среднем 0,03 мас. %). Железистость оливина из ультрабазитовых включений в базальтах Центральной Монголии (анализировались главным образом образцы с Хангая) незначительно, но устойчиво выше ($f = 10,6$).

Гранобластовые перцолиты							
687-2				687-12			
Ол	Кпх	Опх	Шп	Ол	Кпх	Опх	Шп
40,44	52,34	55,17	—	40,20	52,38	54,00	—
—	0,41	0,13	0,06	—	0,47	0,12	0,08
—	5,93	3,01	56,81	—	6,66	3,88	59,26
—	0,82	0,30	12,44	—	0,64	0,26	9,04
8,64	2,00	5,78	11,16	9,53	2,34	6,21	11,20
0,12	0,06	0,14	0,12	0,13	0,08	0,14	0,08
49,50	15,98	33,96	18,26	49,17	16,02	33,76	19,25
—	21,46	0,32	—	0,01	20,52	0,40	—
—	1,65	0,05	—	—	1,89	0,08	—
98,70	100,65	98,86	98,85	99,04	101,00	98,85	98,91
1,988	1,866	1,913	—	1,977	1,860	1,873	—
—	0,134	0,087	—	—	0,140	0,127	—
—	0,114	0,036	1,766	—	0,137	0,031	1,816
—	0,011	0,004	0,002	—	0,013	0,004	0,002
—	0,024	0,008	0,260	—	0,017	0,006	0,186
0,354	0,060	0,166	0,246	0,390	0,068	0,179	0,244
0,006	0,002	0,004	0,003	0,006	0,002	0,004	0,002
3,652	0,856	1,765	0,723	3,627	0,852	1,756	0,752
—	0,820	0,012	—	—	0,780	0,014	—
—	0,113	0,004	—	—	0,130	0,004	—
—	0,489	0,007	—	—	0,478	0,008	—
0,088	0,065	0,086	0,254	0,097	0,074	0,092	0,245

Наши данные по составам пироксенов полностью согласуются с опубликованными ранее [58] Моноклинные пироксены из перцолитовых включений Дариганги по сравнению с минералами из включений Хангая больше кальция и меньше магния; ромбические пироксены содержат меньше глинозема и больше хрома. Почти полное совпадение результатов наших анализов пироксенов с опубликованными ранее [58] хорошо иллюстрируют рис. 31 и 32, где представлены зависимости содержаний Al^{IV} и Ca от железистости f . Следует обратить внимание на несколько больший интервал вариаций железистости в ромбических пироксенах по сравнению с моноклинными пироксенами и некоторое увеличение доли Al^{IV} в железистых разновидностях гипербазитов.

В ксенолитах наиболее распространены аллотриоморфнозернистые (гранобластовые) и порфиоровые структуры. Однако в отдельных центрах встречаются ярко выраженные метаморфизованные породы, структуры которых возникли при вторичных изменениях. В небольших лавовых обелисках в районе вулкана Сэнджитийн-Ундэр (см. рис. 24), в которых обнаружены гранатовые перцолиты, подобные "метаморфические" ультрабазиты широко распространены среди ксенолитов. Для них характерна отчетливая тектурированность, проявленная в ориентированном расположении удлиненных зерен (прежде всего оливина), двойниковании и аномальных оптических свойствах минералов. Приведем петрографическое описание одного из подобных образцов включения перидотита.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, обусловлена сочетанием оливина

Химические составы минералов включения окисленного лерцолита из базальтов вулкана Сальхитын-Ула, обр. № 120, мас. % (по данным РСМ)

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,07	51,92	—	41,28	40,31	47,42	—	—	—	—
TiO ₂	0,95	0,10	0,28	—	0,02	1,70	0,09	0,17	5,92	35,91
Al ₂ O ₃	5,86	3,00	50,34	—	—	7,46	—	65,05	1,92	5,56
Cr ₂ O ₃	0,08	0,03	1,82	—	—	0,05	0,08	1,37	1,27	0,34
FeO	6,21	11,26	30,67	3,87	29,52	7,23	72,00	16,39	80,70	51,20
MnO	0,13	0,23	0,21	0,20	0,30	0,10	0,41	0,23	—	—
MgO	14,62	30,00	15,81	56,46	27,77	13,78	17,18	20,26	0,94	1,22
CaO	21,14	0,49	—	—	0,11	21,99	—	—	—	0,06
С у м м а	99,06	97,03	99,13	101,81	98,03	99,73	89,76	103,47	90,75	94,29

Примечание. 1 — моноклинный пироксен; 2 — ромбический пироксен; 3 — шпинель; 4 — измененный оливин; 5 — Fe-оливин, псевдоморфно покрывающий оливин (4); 6 — моноклинный пироксен, возможно, с распадом; 7 — магномagnetит; 8 — шпинель, развитая по оливину; 9 — титаномагнетит, развитый вокруг шпинели с пятнами ильменита (10). Все железо в виде FeO.

(60%), моноклинного пироксена (35%), ромбического пироксена (5%), причем зерна пироксенов окаймляют кристаллы оливина. Для всех минералов характерно волнистое угасание, обусловленное, по-видимому, наложенной деформацией. Оливин образует крупные выделения длиной 2,4 мм, шириной ~1 мм. Кристаллы трещиноваты, округлены. Оливин характеризуется иррациональными двойниками, обладающими различным угасанием, часто волнистым. Двойниковые дислокации (видимые только при включенном анализаторе) не оказывают влияния на развитие и ориентировку в зернах оливина многочисленных трещин. Зерна оливина лишены четких кристаллографических форм и чаще всего имеют хорошо выраженную отдельность по [010]. Оптические свойства их: $+2V = 87-88^\circ$; $Ng = 1,685$, $Np = 1,644-1,650$ (в разных зернах). Грануляция оливина развита слабо. Моноклинный пироксен представлен округлыми и вытянутыми зернами с отчетливой спайностью по [010]. Угол $2V = 58^\circ$; $c : Ng = 26-28^\circ$. Пироксен деформирован, отдельные кристаллы изогнуты, обладают направленной трещиноватостью. В ромбическом пироксене развита спайность по двум направлениям [010] и [100]. Угол $2V = 87-89^\circ$, $Ng = 1,675$, $Np = 1,665$. По этим параметрам пироксен относится к бронзиту. Кристаллы слабо катаклазированы (изогнуты; раздроблены и отличаются волнистым угасанием), особенно вблизи контакта с оливином и моноклинным пироксеном.

Составы минералов этих текстурированных лерцолитов существенно отличаются от таковых из обычных равномернозернистых или гранобластовых лерцолитов. Оливин более магниальный и более кальциевый, в моноклинном пироксене явно меньше титана, алюминия, натрия, он содержит больше магния. В ромбическом пироксене заметно выше концентрация кальция. Но самые существенные различия устанавливаются при сравнении шпинелей. В изученных разновидностях лерцолитов шпинель высокохромовая $Cr_2O_3/Al_2O_3 > 1$; в этой шпинели больше титана и меньше магния. Единичные находки ксенолитов с высокохромовой шпинелью отмечены в [58]. Такая шпинель подчиняется закономерности скоррелированного соотношения Al_2O_3/Cr_2O_3 и FeO/MgO , показанного на рис. 30, минимальным значениям Al_2O_3/Cr_2O_3 соответствуют максимальные величины FeO/MgO . В табл. 16 приведены химические составы минералов текстурированных и обычных (гранобластовых) лерцолитов из базальтов Сэнджитын-Ундэр.

Во многих ксенолитах наблюдаются ожелезнение зерен и замещение оливина идингситом. По-видимому, это не просто реакция окисления ультрабазитов и перераспределения компонентов состава. Нами детально изучен один образец лерцолита из вулкана Сальхитын-Ула с ярко выраженным замещением исходных минералов шпинельными

Химические составы включений шпинелевых перцолитов
в базальтах Дариганги, мас. %

Окисел	514	107						145	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	45,94	44,76	44,36	43,98	44,36	43,44	44,08	43,06	43,02
TiO ₂	0,26	0,18	0,50	0,11	0,18	0,11	0,05	0,91	0,43
Al ₂ O ₃	6,89	3,70	3,05	3,53	3,74	2,24	2,37	1,09	1,59
Fe ₂ O ₃	0,80	1,57	0,26	3,10	1,42	2,67	1,22	2,67	3,07
FeO	5,95	6,59	6,69	5,32	6,48	6,07	6,65	6,00	6,07
MnO	0,112	0,092	0,104	0,266	0,252	0,246	0,240	0,252	0,272
MgO	35,61	40,50	43,04	40,66	40,24	43,27	43,24	44,52	42,68
CaO	3,07	1,72	0,90	1,99	2,38	1,27	1,01	0,91	1,71
Na ₂ O	0,32	0,22	0,22	0,32	0,34	0,24	0,25	0,17	0,30
K ₂ O	0,06	0,03	0,03	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,05
P ₂ O ₅	0,067	0,067	0,067	0,018	0,018	0,007	0,014	0,007	0,051
п.п.п.	0,30	0,19	0,32	0,37	0,25	0,19	0,54	0,26	0,39
Cr ₂ O ₃	0,412	0,233	0,202	0,360	0,330	0,350	0,320	0,220	0,310
NiO	0,2294	0,2032	0,2098	0,1374	0,1425	0,1425	0,1425	0,067	0,1578
CoO	0,0087	0,0099	0,0061	0,0094	0,0071	0,0071	0,0043	0,0041	0,0047
V ₂ O ₅	0,017	0,007	0,005	0,003	0,004	0,006	0,005	0,001	0,004
Сумма	99,38	99,62	99,54	99,69	99,68	99,78	99,69	99,87	99,63

Примечание. 514 – Дзун-Бусулур-Ула; 107 – Ачагийн-Душ; 145 – Гангын-Цаган.

Таблица 19

Средние химические составы шпинелевого перцолита и
слагающих его минералов из базальтов Дариганги, мас. %

Окисел	1	2	3	4	5
SiO ₂	<u>44,74</u> 1,22	<u>40,78</u> 0,94	<u>55,14</u> 1,02	<u>51,36</u> 1,66	<u>0,83</u> 2,05
TiO ₂	<u>0,16</u> 0,15	<u>0,02</u> 0,03	<u>0,13</u> 0,11	<u>0,78</u> 0,85	<u>0,13</u> 0,07
Al ₂ O ₃	<u>2,45</u> 1,22	<u>0,31</u> 0,27	<u>4,11</u> 0,83	<u>5,70</u> 1,62	<u>47,74</u> 7,34
Fe ₂ O ₃	<u>1,61</u> 1,09	–	<u>1,24</u> 1,99	<u>1,82</u> 2,70	<u>4,55</u> 4,08
FeO	<u>7,86</u> 0,78	<u>9,68</u> 1,76	<u>5,25</u> 1,77	<u>2,28</u> 1,69	<u>8,93</u> 4,04
MnO	–	<u>0,12</u> 0,06	<u>0,10</u> 0,04	<u>0,15</u> 0,21	<u>0,16</u> 0,09
MgO	<u>39,30</u> 2,52	<u>48,49</u> 1,65	<u>33,16</u> 0,78	<u>14,89</u> 1,20	<u>19,64</u> 1,86
CaO	<u>2,77</u> 1,50	<u>0,03</u> 0,03	<u>0,50</u> 0,22	<u>20,39</u> 2,11	–
Na ₂ O	<u>0,26</u> 0,15	<u>0,05</u> 0,09	<u>0,20</u> 0,21	<u>1,48</u> 0,61	–

Таблица 19 (окончание)

Окисел	1	2	3	4	5
K ₂ O	$\frac{0,14}{0,08}$	$\frac{0,02}{0,02}$	$\frac{0,03}{0,03}$	$\frac{0,09}{0,12}$	—
Cr ₂ O ₃	—	$\frac{0,06}{0,12}$	$\frac{0,40}{0,15}$	$\frac{0,75}{0,42}$	$\frac{17,50}{6,88}$

Примечание. В числителе — среднее, в знаменателе — стандартное отклонение. 1 — лерцолит, $n = 11$; 2 — оливин, $n = 29$; 3 — ромбический пироксен, $n = 24$; 4 — моноклинный пироксен, $n = 33$; 5 — шпинель, $n = 25$.

фазами. Химические составы минеральных фаз этого образца приведены в табл. 17. Наиболее интенсивному изменению подвержен здесь оливин. Отдельные зерна псевдоморфно замещены мелкозернистым агрегатом гортонолита (Ca_{37}) и глиноземистой шпинели. Замещенное зерно оливина приобретает состав форстерита с $f \approx 4\%$. Вокруг зерен оливина развиты магномagnetит ($\text{Fe}_{0,1}\text{Mg}_{0,9}$) Fe_2O_4 и глиноземистая шпинель, более железистая, чем замещающая оливин. Вокруг этой шпинели кристаллизуется шпинелид, близкий по составу к содержащему примеси титаномagnetиту ($\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,06}\text{Ti}_{0,17}$) ($\text{Fe}_{1,87}\text{Al}_{0,09}\text{Cr}_{0,04}$) O_4 с "пятнами" ильменита, содержащего примесь Al_2O_3 . Пироксен в этом образце почти не содержит хрома. Кроме того, моноклинный пироксен, возможно, обладает тонкой структурой распада. Другой отличительной особенностью пироксенов является повышение содержания TiO_2 и железистости (см. рис. 31, 32). Общий характер изменения лерцолита можно сопоставить с процессом привноса базальтовых составляющих (усиление базитовых черт химизма относительно исходного ультраосновного состава).

При просмотре большого количества образцов ксенолитов нам встретились ксенолиты, пропитанные базальтовым расплавом (табл. VIII, в и Г), находящиеся в начальной стадии дезинтеграции; их доля крайне мала¹. В табл. 18 приведены полные химические анализы некоторых образцов лерцолитов. Вычисленные средние составы лерцолита Дариганги и составляющих его минералов даны в табл. 19.

ВКЛЮЧЕНИЯ ГРАНАТОВЫХ ЛЕРЦОЛИТОВ

Первое упоминание о находке гранатосодержащего ксенолита на Дариганге — эглогита — принадлежит В.И. Влодавцу [11]. Затем в течение длительного времени не было подтверждений существования среди включений этого района пород гранатовой фации глубинности [58]. Шлиховое опробование разных вулканов Дариганги, проведенное Ф.В. Каминским и др. [56, 57], а также В.В. Кежежинским [58], выявило зерна граната, состав которых резко отличается от состава мегакристаллов и весьма близок к составу гранатов ультраосновных пород. Детальная характеристика таких кристаллов приведена в работах Ф.В. Каминского [56, 57]. В них отмечена более высокая концентрация хрома в гранатах Дариганги по сравнению с гранатами из лерцолитов Шаварын-Царама ($\text{Cr}_2\text{O}_3 \sim 1,65\text{--}2,38$ мас.% по сравнению с $0,6\text{--}0,8$).

Эти результаты стимулировали целенаправленные поиски гранатовых поликристаллических включений. И такие породы были обнаружены в четырех вулканах, находящихся в разных частях плато: в Майханте (в 35 км восточнее сомона Дариганга), в Сэнджитийн-Ундэре (в 37 км северо-восточнее вулкана Майхант), в Барун-Яргойта-Ула (в 48 км северо-восточнее — восточнее сомона Дариганга) и в Дзун-Бусулар-Ула (примерно в 37 км северо-западнее сомона Дариганга). О находках гранатовых лерцо-

¹ В минералах включений встречаются также округлые микровключения раскристаллизованного флюида (табл. VII, а–е).

Рис. 33. Места находок гранатов в вулкане Майхант

1 — гранаты; 2 — находки гранатовых включений в лавовых брекчиях; 3 — шлаки

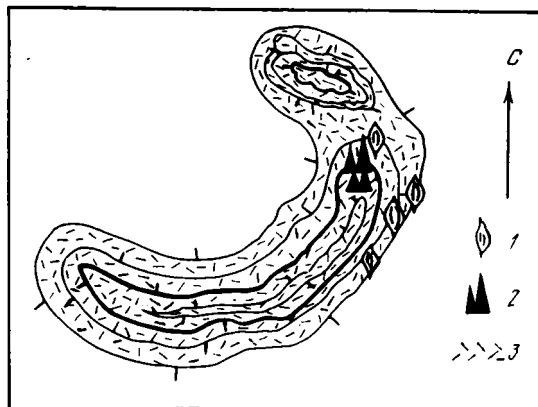
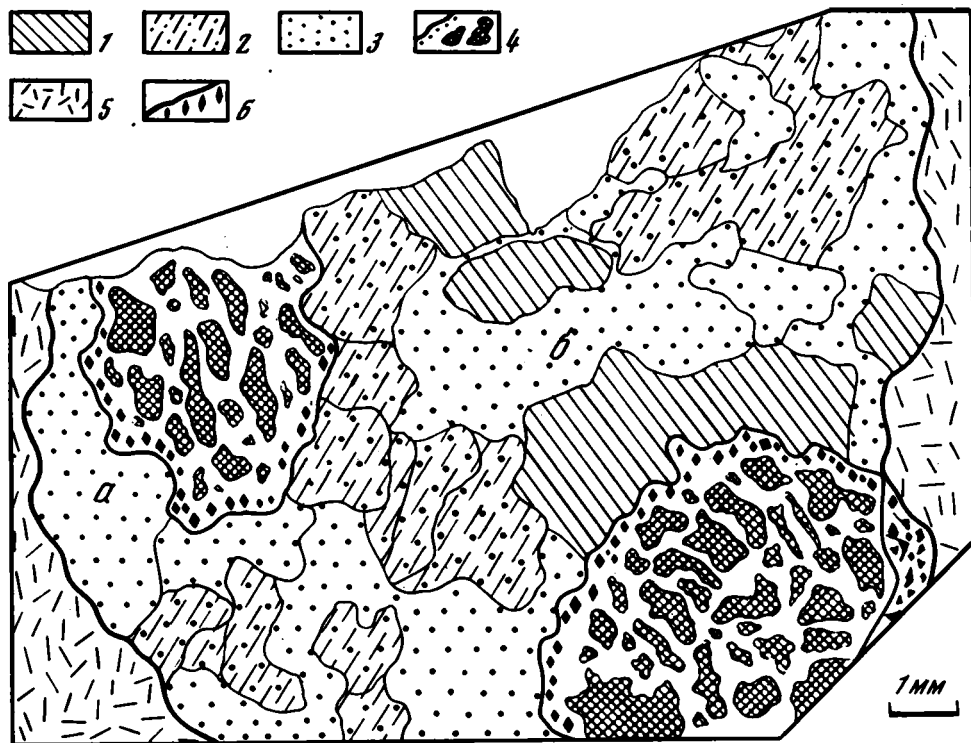


Рис. 34. Включение гранатового перцолита в базальте вулкана Сэнджитийн-Ундэр (аншлиф, зарисовка)

1 — ромбический пироксен; 2 — моноклинический пироксен; 3 — оливин (а и б — выделенные генерации, см. текст); 4 — гранат с келифитовой каймой; 5 — вмещающий базальт; 6 — келифитовая кайма со шпинелью



литов в последнем вулкане имеется также устное сообщение монгольского геолога Т. Намсрая.

Первые два из перечисленных вулканов особенно богаты гранатсодержащими включениями. Вулкан Майхант имеет сильно разрушенный кратер, прорванный к северо-западу. С северо-восточной стороны в седловине, по гребню кратера и на внешнем юго-восточном склоне в осыпи легко можно собрать крупные зерна лилового граната размером до 10 мм. Места находок граната схематично показаны на рис. 33. Здесь же нами обнаружено несколько включений, состоящих из граната и зеленого пироксена. Подобный пироксен был так же встречен в виде отдельных крупных зерен. В парагенезисе с оливином гранат обнаружен не был. Однако мы отнесли эту ассоциацию минералов к перцолитовой [23], поскольку наряду с гранатом включение содержит моно-

клинный и ромбический пироксены и шпинель, аналогичные минералам лерцолитов. Этот вулкан отличается от всех известных нам местонахождений гранатовых включений среди базальтов почти полным отсутствием оливиновых пород, в том числе наиболее характерных шпинелевых лерцолитов. В окисленной лавовой брекчии в изобилии встречаются мегакристаллы черного пироксена, много крупных кристаллов зеленого пироксена и ильменита. При определении состава нескольких зерен граната из вулкана Майхант было установлено повышенное по сравнению с гранатами из лерцолитовых включений в базальтах Центральной Монголии содержание Cr_2O_3 — от 1,27 до 2,15 мас.%. Гранаты из включения в лаве вулкана Дзун-Бусулар-Ула также отличаются повышенной концентрацией Cr_2O_3 (1,85 мас. %). Эти данные коррелируют с повышенной хромистостью шпинелей Дариганги.

В образце из вулкана Майхант между гранатом и шпинелью обнаружена реакционная зона шириной $\sim 0,04$ мм, состоящая главным образом из высокоглиноземистого ромбического пироксена и низкохромовой шпинели. Высокое содержание кальция в ромбическом пироксене указывает на высокотемпературную природу парагенезиса со шпинелью. По содержанию Al_2O_3 при предполагаемой температуре 1250°C (температура магматического расплава, совпадающая с оценкой температуры по геотермометру Бойда, Никсона [115]) давление равновесия глиноземистого пироксена и граната составляет 22 кбар [6]. Вероятно, при этих P - T -параметрах начался распад граната с образованием шпинель-пироксенового парагенезиса. Поскольку для всей Дариганги в области существования шпинелевой фации ультрабазитов установлены температуры, не превышающие 1100 – 1150°C (см. гл. V), можно допустить прогрев образца *in situ* в области формирования магматического очага до выноса его магмой во время извержения. Изученный образец мы рассматриваем как еще одно свидетельство физико-химической эволюции глубинного вещества в период, связанный с магмообразованием.

В другом образце, состоящем из граната и ромбического пироксена и представляющем, по нашему мнению, обломок лерцолита, вокруг граната также обнаружена реакционная кайма, в состав которой входят высокоглиноземистая шпинель и глиноземистый ромбический пироксен. Состав этого реакционного пироксена отличается от приведенного выше меньшим содержанием Al_2O_3 и несколько большей железистостью. Возможно, что это вызвано меньшей температурой или более высоким давлением при которых произошел распад граната. Характерные структурные взаимоотношения минералов реакционной зоны показаны на табл. X, *a–e*. Состав минеральных фаз описанных образцов приведен в табл. 20.

На вулкане Сэнджитийн-Ундэр встречено большое количество крупных ксенолитов как гранатовых, так и шпинелевых ультрабазитов. Ими особенно обогащен лавовый останец примерно в 1 км южнее кратера (обелиск Хойт-Сэнджит-Чулут (см. рис. 21 и рис. 4, *z*). В изобилии встречаются деформированные (субкатаклазированные) и порфиновые лерцолиты, описанные выше. Наряду с ультрабазитами различной зернистости и структуры встречены мегакристы оливина (до 5 см), черного моноклинного пироксена (до 10 см) и обломки гранатовых и гранат-шпинелевых лерцолитов размером до 10 см. В гранатовых лерцолитах обычно много моноклинного пироксена. Гранат распределен неравномерно: в виде единичных зерен, в виде относительно равномерно распределенных кристаллов: также он образует скопления кристаллов. Среди ультрабазитов встречаются пироксенитовые разновидности, вплоть до диопсидитов. Возможно, что есть и мегакристаллы зеленого пироксена (точная диагностика пока не проведена). Часто встречаются включения черных и зеленых клинопироксенитов, а также диоритоподобных пород (кислых гранулитов). Встречено одно включение, состоящее из сильно келифитизированного розового граната и зеленого пироксена, напоминающее по внешнему виду эклогит. Ниже приводится петрографическое описание гранатового лерцолита (обр. 687-5).

Структура породы гипидиоморфнозернистая—равномернозернистая. Признаков деформации не наблюдается. Количественные соотношения минералов: оливин — 35%,

Химические составы сосуществующих минералов в гранат-шпинелевом лерцолите из базальта вулкана Майхант (по данным РСМ [23])

Компонент	Гр	Шп	Опх*	Шп*	Опх	Кпх
SiO ₂	42,12	—	45,91	—	54,44	52,30
TiO ₂	—	0,42	0,11	—	0,16	0,34
Al ₂ O ₃	22,38	50,00	15,66	65,74	3,51	5,23
Cr ₂ O ₃	1,30	17,46	0,97	4,64	0,40	1,02
FeO	7,49	12,45	6,88	9,43	5,98	2,70
MgO	20,02	18,53	29,06	22,98	33,46	16,94
CaO	5,19	—	1,26	—	0,70	19,31
Na ₂ O	—	—	—	—	0,08	0,81
MnO	0,38	0,15	0,40	0,49	0,15	0,09
С у м м а	98,88	99,01	99,85	102,98	98,88	100,47
Si	3,02	—	1,58	—	1,89	1,91
Ti	—	0,01	—	0,42	—	0,01
Al ^{IV}	—	—	0,42	—	0,11	0,09
Al ^{VI}	1,89	1,59	0,21	1,88	0,03	0,13
Cr	0,07	0,37	0,03	0,09	0,01	0,03
Fe ²⁺	0,45	0,28	0,20	0,19	0,17	0,08
Mn	0,02	—	0,01	—	—	—
Mg	2,15	0,75	1,50	0,84	1,74	0,93
Ca	0,40	—	0,04	—	0,02	0,76
Na	—	—	—	—	—	0,06
Ca/Ca + Mg	—	—	0,026	—	0,011	0,45

* Минералы из реакционной зоны вокруг граната. Все железо в виде FeO.

ромбический пироксен — 25%, моноклинный пироксен — 25%, гранат — 15%. Более крупные кристаллы оливина (до 1,5–1,7 мм) заполняют промежутки между остальными минералами (рис. 34, а); идиоморфные округлые, прозрачные или слегка зеленоватые — зерна меньшего размера (рис. 34, б). В отличие от субкатаклазированных лерцолитов в оливине этого образца не видно иррациональных двойников, аномальное волнистое угасание отсутствует. Моноклинный пироксен — в виде изумрудно-зеленых прозрачных трещиноватых зерен размером до 2,5–3,0 мм. Соотношения с другими минералами четкие, реакционные каемки отсутствуют. Более крупные зерна ромбического пироксена имеют коричневатую окраску. Гранат представлен зернами, наиболее идиоморфными среди других минералов, максимальный размер их достигает 2,5 мм. Зерна сильно изменены, окружены келифитовыми каймами шириной 0,2–0,3 мм, очень сильно трещиноваты, по трещинкам внутрь зерен проникает келифит. В свою очередь, гранат образует заливы в ромбическом пироксене. Келифит состоит из большого количества шпинели и ромбического пироксена; возможно, присутствует плагиоклаз. На контакте зерен граната с вмещающим базальтом ширина келифитовых каемок увеличивается. Общий вид структуры образца гранатового лерцолита показан на рис. 34.

В результате микронзондового изучения образца удалось выявить тонкие особенности его состава и структурных взаимоотношений первичных и вторичных минеральных фаз. Обнаружены округлые изолированные выделения шпинели, размер которых значительно превышает размеры реакционной шпинели в реакционных зонах вокруг граната (0,075 × 0,025 мм), а состав различается незначительно. В некоторых зернах оливина, особенно вблизи зон вторичных изменений, установлена слабая зональность в распределении железа и магния: железом обогащены края зерен. Состав моноклинных пироксенов изменяется при вторичных процессах в сторону уменьшения концентрации алюминия и натрия и увеличения содержания титана, железа, кальция.

Средние химические составы минералов ксенолитов
гранатовых ультрабазитов (по данным РСМ)

Компонент	523				92			
	Гр	Опх	реакционная зона		Ол	Опх	Кпх	Гр
			Шп	Опх				
SiO ₂	42,58	55,88	—	50,37	39,49	53,97	51,76	41,32
TiO ₂	0,17	0,18	—	0,22	—	0,16	0,41	0,16
Al ₂ O ₃	21,92	3,20	61,85	10,98	—	4,47	5,77	21,74
Cr ₂ O ₃	1,34	0,50	5,50	0,75	—	0,53	1,00	1,34
FeO	8,50	6,22	11,43	7,98	9,89	6,59	3,70	8,23
MnO	0,34	0,14	0,14	0,40	0,13	0,11	0,06	0,32
MgO	20,06	32,96	19,38	27,15	50,06	32,34	17,26	20,12
CaO	5,49	0,68	—	1,58	0,05	0,93	17,62	5,20
Na ₂ O	0,02	0,17	—	0,13	—	0,21	1,50	0,02
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м а	100,42	99,93	98,30	99,56	99,62	99,31	99,08	98,45
Si	3,016	1,928	—	1,772	1,926	1,872	1,875	2,978
Ti	0,008	0,004	—	0,006	—	0,004	0,011	0,009
Al ^{IV}	—	0,072	1,885	0,228	—	0,128	0,125	—
Al ^{VI}	1,827	0,058	—	0,226	—	0,055	0,121	1,842
Cr	0,076	0,012	0,112	0,021	—	0,014	0,028	0,076
Fe ³⁺	0,501	0,178	0,247	0,234	0,401	0,191	0,111	0,496
Mn	0,021	0,004	0,003	0,013	0,006	0,004	0,002	0,020
Mg	2,128	1,707	0,752	1,432	3,664	1,681	0,939	2,175
Ca	0,416	0,025	—	0,059	0,003	0,035	0,684	0,402
Na	0,004	0,010	—	0,012	—	0,014	0,104	0,004
Ca/(Ca + Mg)	—	0,014	—	0,040	—	0,021	0,422	—
Fe/(Fe + Mg)	0,191	0,094	0,247	0,140	0,099	0,102	0,106	0,185

Примечание. Все железо в виде FeO. 523 — вулкан Майхант; 92 — вулкан Барун-Яргойти-Ула; 687 — вулкан Сэнджитийн-Ундэр.

В реакционной кайме вокруг зерен граната определены высокоглиноземистые ромбический пироксен и шпинель; их химические составы близки к составам минералов из гранат-шпинелевого лерцолита, встреченного в лавах вулкана Майхант (см. табл. 20). Кроме того, установлены высокомагнийный ильменит с повышенным содержанием хрома и полевой шпат (или полевошпатовое стекло). Такой характер изменения лерцолита позволяет предположить воздействие на породу мантии метасоматизирующего потока вещества, привносящего Ti, Fe, K и другие компоненты, а не просто изменение P-T-условий существования первичной равновесной минеральной ассоциации. Составы минералов данного образца гранатового лерцолита приведены в табл. 21. При исследовании другого образца гранатового лерцолита (687-14) были получены близкие составы первичных минералов. В этом образце не был найден лишь ромбический пироксен. Результаты микроанализа минералов представлены в табл. 21.

Несколько отличается от гранатовых лерцолитов образец упомянутого выше "эклогитового" включения. Микронзондовое исследование показало, что порода состоит преимущественно из моноклинного и ромбического пироксенов, граната и шпинели, часто образующей включения в пироксенах. Вероятно, породу следует отнести к гранат-шпинелевым пироксенитам. Составы минералов заметно отличаются от составов, приведенных для лерцолитов. Это видно прежде всего при сопоставлении содержания хрома в гранатах, а также хрома, титана и алюминия в моноклинных и

687-14			687-5				
Ол	Клх	Гр	Ол	Клх	Опх	Гр	Ил
40,92	50,70	42,48	39,94	50,57	52,96	41,68	0,67
—	0,58	0,20	—	0,56	0,23	0,24	54,78
—	7,15	22,23	—	7,11	4,77	22,50	0,17
—	0,90	1,03	—	0,70	0,34	0,92	0,52
9,72	3,21	7,69	9,93	3,77	6,69	7,95	33,30
0,12	0,11	0,31	0,12	0,09	0,14	0,29	0,49
49,10	16,87	20,96	49,00	17,71	31,72	20,16	6,91
0,06	17,66	5,12	0,08	17,74	1,10	5,42	0,40
—	2,02	0,03	—	1,67	0,23	0,04	—
—	—	—	—	—	—	—	—
99,2	99,20	100,05	99,07	99,92	98,18	99,20	97,99
1,998	1,825	3,002	1,996	1,808	1,860	2,978	0,016
—	0,015	0,008	—	0,015	0,006	0,013	1,011
—	0,175	—	—	0,192	0,140	—	0,004
—	0,127	1,848	—	0,106	0,058	1,890	—
—	0,026	0,059	—	0,019	0,008	0,052	0,010
0,396	0,095	0,454	0,407	0,112	0,196	0,471	0,682
0,006	0,004	0,017	0,006	0,002	0,004	0,017	0,010
3,598	0,911	2,222	3,617	0,950	1,670	2,160	0,255
0,003	0,680	0,386	0,003	0,680	0,042	0,416	0,010
—	0,140	0,004	—	0,116	0,015	0,004	—
—	0,427	—	—	0,417	0,025	—	—
0,099	0,094	0,170	0,101	0,104	0,105	0,179	—

ромбических пироксенах. Реакционная кайма вокруг граната, как во всех изученных образцах, состоит из глиноземистого ромбического пироксена и шпинели. Составы минералов данного образца приведены в табл. 21.

В самом кратере Сэнджитийн-Ундэр гранаты или гранатовые включения не найдены. Пирокластические образования сильно обеднены включениями по сравнению с лавовой фацией. В 0,5 км юго-западнее шлакового конуса в лавовых останках, кроме гранатового лерцолита, обнаружены мегакристаллы оранжево-красного граната размером до 4 см.

Прекрасный образец гранобластового гранатового лерцолита найден в окисленной лаве вулкана Барун-Яргойта-Ула (на его северо-западном склоне). Составы слагающих породу минералов не отличаются от составов, приведенных выше для минералов включений из других вулканических центров Дариганги (см. табл. 21). Для этого образца характерно широкое развитие процесса окисления оливинов, приводящего к ярко выраженному ожелезнению краевых зон минерала и развитию по его поверхности мельчайших выделений рудных фаз, определенных как магнетитовая шпинель (табл. IX, *d, e*).

Несколько незначительных по размеру гранатовых ультрабазитов найдено в привершинной части вулкана Дзун-Бусулар-Ула.

Примечательно, что гранатсодержащие разновидности лерцолитов по минеральному

Таблица 21 (окончание)

Компонент	687-5			687-эк			
	Ст	реакционная зона		Кпх	Опх	Шп	Гр
		Опх	Шп				
SiO ₂	55,52	47,76	—	51,27	52,14	—	42,18
TiO ₂	0,43	0,17	0,03	0,86	0,26	0,21	0,25
Al ₂ O ₃	24,21	14,83	68,21	7,72	4,72	65,42	22,98
Cr ₂ O ₃	0,05	0,76	2,16	0,33	0,22	1,85	0,34
FeO	0,76	7,66	10,32	3,77	7,12	13,50	8,44
MnO	—	0,33	0,21	0,08	0,12	0,12	0,30
MgO	1,54	27,15	20,91	17,02	32,20	19,58	21,17
CaO	9,41	1,69	—	17,56	1,02	—	4,81
Na ₂ O	4,27	0,06	—	1,89	0,20	—	—
K ₂ O	0,68	—	—	—	—	—	—
Сумма	96,87	100,41	101,84	100,50	98,0	100,68	100,47
Si		1,657	—	1,823	1,833	—	2,966
Ti		0,004	—	0,023	0,006	0,004	0,013
Al ^{IV}		0,343	1,979	0,177	0,167	—	—
Al ^{VI}		0,263	—	0,145	0,027	1,934	1,899
Cr		0,021	0,041	0,008	0,006	0,036	0,017
Fe ²⁺		0,221	0,201	0,111	0,209	0,283	0,494
Mn		0,010	0,004	0,002	0,004	0,003	0,017
Mg		1,414	0,774	0,909	1,697	0,739	2,233
Ca		0,062	—	0,670	0,038	—	0,363
Na		0,004	—	0,130	0,013	—	—
Ca/(Ca + Mg)		0,042	—	0,424	0,022	—	—
Fe/(Fe + Mg)		0,14	0,21	0,109	0,110	0,277	0,181

составу близки к шпинелевым ультрабазитам. Частые находки граната и шпинели, сосуществующих во включениях, также приводят нас к выводу о близких физико-химических условиях существования двух фациальных разновидностей ультраосновного вещества верхней мантии. В отличие от Хангайских гранатовых перцолитов включения, обнаруженные на Дариганге, содержат меньше оливина.

ВКЛЮЧЕНИЯ ПИРОКСЕНИТОВ "ЧЕРНОЙ" СЕРИИ

Породы этого типа распространены среди ксенолитов в лавах Дариганги, причем в отдельных вулканических центрах, наряду с мегакристаллами моноклинного пироксена они составляют преимущественную группу включений. Ранее было показано, что пироксенитами "черной" серии богаты породы вулканов Сальхитын-Ула, Гангын-Цаган, Хадат-Шангын, Ундур-Хурэтэ [58]. Этот тип ксенолитов представлен клинопироксенитами, хотя среди наших находок нередко встречаются шпинелевые вебстериты. Для данной серии характерна высокая железистость минералов и крайне низкая хромистость пироксенов и шпинели. Такие особенности состава минералов позволили В.В. Кележинскас выделить эту разновидность включений в железисто-магнезиальный тип [58]. Выше мы отмечали, что некоторые мегакристаллы моноклинного пироксена обнаруживают исключительную близость состава и структурного состояния (наличие структур распада и близкие по типу минеральные фазы, выделяющиеся из твердого раствора, к соответствующим минералам черных пироксенитов.

Нами детально изучены ксенолиты "черных" пироксенитов из двух вулканов — Ачагийн-Душ и сильно эродированной безымянной постройки северо-восточнее вул-

кана Хонгор-Обо. Химические составы сосуществующих минералов приведены в табл. 22.

Следует обратить внимание на такие особенности пироксенитов, как признаки частичного плавления и распад твердых растворов пироксенов. Среди фаз, вовлеченных в начальные стадии плавления, часто наблюдаются шпинель и моноклинный пироксен. В обр. 673-103 диагностированы только эти два исходных минерала, вокруг них развиты зоны плавления, где легко различимы (при исследовании на электронном сканирующем микроскопе и по данным РСМ) стекло и новообразованная шпинель. Структурные взаимоотношения фаз видны на табл. IX, *a-e*. Шпинель в зоне плавления заметно обогащена железом, марганцем, титаном и обеднена глиноземом и магнием. Наряду с ней присутствует мелкий титаномагнетит. Шпинель иногда образует в стекле агрегаты параллельно ориентированных удлинённых зерен (табл. IX, *a*); особенно это заметно вблизи реликтов исходных кристаллов. По-видимому, плавление произошло при повышении потенциала кислорода, которое привело к кристаллизации титаномагнетита и шпинели, обогащенной окисным железом. В результате участия в плавлении шпинели стекла имеют состав, отличный от состава стекол обычных эффузивов: при низком (ультраосновном) содержании кремнезема они очень бедны магнием, но концентрируют глинозем, железо, кальций.

В моноклинных пироксенах отчетливо видны ориентированные по спайности ламеллы сростков ромбического пироксена и шпинели. На фото, показывающем распределение в породе кальция (табл. XI, *a-e*), четко видна структура распада и взаимоотношения пластинчатых фаз. Химический состав ламелл шпинели почти идентичен таковому первичных крупных зерен шпинели ксенолита. На основании этого можно сделать вывод, что распад пироксенов происходил, вероятно, до начала плавления ксенолита и отражает более раннюю стадию его неравновесного состояния.

В другом образце шпинелевого верлита (680-104) характер плавления шпинели несколько иной, похож на губчатую структуру краевых зон мегакристаллов пироксена (табл. IX, *a-e*). В целом порода состоит из моноклинного пироксена с вростками ламелл шпинели, железистого оливина (Fe_{32}) и железистой шпинели. Состав пироксена отличается несколько большей магнезиальностью и меньшей глиноземистостью по сравнению с составом этого минерала в предыдущем образце. При плавлении остаточная шпинель обогащается хромом, титаном, железом и обедняется глиноземом.

В образце встречена высокожелезистая разновидность (титаномагнетит?), обогащенная хромом и магнием. Размер таких зерен достигает 0,3 мм. Стекло в проплавленной шпинели обогащено железом и хромом, имеет состав, соответствующий базальтовому стеклу. Минералы рассматриваемой группы включений часто проявляют слабую зональность: их краевые зоны различаются по содержанию марганца, магния, кальция и др.

Образец 680-103 – пример еще одной разновидности пироксенитов "черной" серии. Его главные минералы – моноклинный пироксен, оливин, ромбический пироксен и ильменит, – а также их соотношения позволяют охарактеризовать породу как ильменитовый клинопироксенит (возможно, вебстерит). Несмотря на то, что пироксены в ксенолите низкохромистые, вростки глиноземистой шпинели в моноклинном пироксене оказались более хромистыми, чем обычно в структурах распада этого типа. Морфология выделений шпинели видна на табл. XII, *a-e*. Интересно, что в виде ламеллярной фазы в моноклинном пироксене наряду с шпинелью встречен ильменит. Состав этого ильменита заметно отличается от ильменита в основном парагенезисе минералов более высоким содержанием железа (в виде гематита в твердом растворе). Обе разновидности по содержанию MgO относятся к типу пикроильменитов. В образце наблюдается проплавление пироксенов (табл. IX, *a-e*). Стекло неоднородно по составу (содержание SiO_2 варьирует в пределах 44–56 мас. %), но отличается низким содержанием магния и высокими концентрациями железа и титана. При плавлении моноклинный

Средние химические составы минералов ксенолитов из пироксенитов "черной серии"
(по данным РСМ)

Компонент	680-102		680-104				680-103		
	Кпх	Шп	Кпх	Ол	Шп ₁	Шп ₂	Кпх	Опх	Ол
SiO ₂	47,81	—	51,40	39,07	0,11	—	50,89	51,80	39,39
TiO ₂	1,56	0,34	0,75	—	2,82	8,72	1,03	0,21	—
Al ₂ O ₃	9,47	56,36	5,62	—	31,28	10,58	7,11	2,87	—
Cr ₂ O ₃	0,01	0,05	0,29	—	12,81	7,80	0,15	0,03	—
FeO	6,67	30,55	6,08	22,07	39,62	60,6	5,89	13,72	20,18
MnO	0,06	0,10	0,14	0,29	0,31	0,28	0,13	0,25	0,27
MgO	11,87	10,28	14,12	37,54	7,46	6,46	13,75	27,38	40,96
CaO	21,90	—	21,08	0,03	0,03	—	21,39	0,62	0,06
Na ₂ O	1,08	—	1,00	—	—	—	0,87	0,10	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,43	97,68	100,48	99,00	94,44	94,42	101,21	96,98	100,86
Si	1,752	—	1,876	2,057	0,004	—	1,843	1,903	2,005
Ti _{IV}	0,044	0,007	0,020	—	0,07	0,23	0,028	0,007	—
Al ^{IV}	0,248	—	0,124	—	1,18	0,44	0,157	0,097	—
Al ^{VI}	0,161	1,850	0,117	—	—	—	0,145	0,026	—
Cr	—	0,002	0,009	—	0,32	0,22	0,004	—	—
Fe ²⁺	0,204	0,710	0,184	0,967	1,06	1,77	0,178	0,419	0,854
Mn	0,002	0,002	0,004	0,013	0,008	0,008	0,004	0,007	0,012
Mg	0,653	0,430	0,773	2,964	0,36	0,34	0,748	1,508	3,125
Ca	0,859	—	0,823	—	—	—	0,830	0,024	0,003
Na	0,077	—	0,070	—	—	—	0,061	0,007	—
Ca/(Ca + Mg)	0,568	—	0,516	—	—	—	0,526	0,016	—
Fe/(Fe + Mg)	0,238	0,623	0,192	0,246	0,75	0,84	0,192	0,217	0,215

Пр и м е ч а н и е. 680 — лавы вулкана Ачагийн-Душ; 673 — лавы безымлянного конуса к северо-востоку от вулкана Хонгор-Обо. Все железо в виде FeO.

пироксен обогащается титаном, хромом и магнием. Оливин в зоне плавления становится более магнезиальным (изменяется от Fe_{28} до Fe_{24}).

Характерно, что изменение состава минералов в ксенолитах "черной" серии при их проплавлении подобно изменению, которое обычно наблюдается в ультраосновных породах (шпинелевых лерцолитах) при воздействии на них мантийных флюидов, а не базальтовым расплавом. Различия в характере изменения состава минералов при термальном и физико-химическом изменении состояния включений нами подробно описаны на примере плавления шпинели [25]. Вкратце они сводятся к тому, что при плавлении шпинели в базальтовой магме от ядра кристалла к его краю наблюдается диффузионное снижение содержания хрома, алюминия, магния и увеличение — железа и титана. Периферийные зоны такой шпинели сложены титаномагнетитом. При плавлении шпинели, заключенной внутри лерцолита, флюидом диффузионной зоны изменение состава минерала (зональность) не происходит; резорбированные, зубчатые края минерала обогащены хромом. Как правило, расплав, резорбирующий кристаллы, богат кремнеземом и щелочами. Хотя все изученные образцы "черных" пироксенитов относятся к породам железисто-магнезиального типа, наблюдаются такие разновидности, состав минералов которых достаточно близок к соответствующим фазам магнезиальных ультрабазитов. Это видно при сравнении магнезиальности оливинов, хромистости шпинелей. Еще раз подчеркнем, что среди соответствующих фаз ксенолитов встреча-

680-103				673-103						
Ил	Ст	ламелли в Кпх		Кпх	Шп	зона плавления			ламелли в Кпх	
		Шп	Ил			Шп ₁	Ст	Шп ₂	Шп	Опх
—	56,14	0,05	0,04	50,07	—	0,04	35,9	0,06	0,11	52,58
50,42	4,22	0,34	47,77	1,00	0,08	0,88	0,3	11,89	0,11	0,18
0,60	13,94	55,78	0,63	8,39	62,72	51,39	28,8	2,57	62,03	3,81
0,32	0,07	1,78	0,22	0,04	0,50	0,17	0,05	0,10	0,32	0,01
38,54	10,57	25,95	41,01	5,26	22,84	32,98	14,9	70,34	22,08	13,52
0,28	0,15	0,12	0,37	0,11	0,18	0,49	0,26	0,85	0,15	0,18
8,66	3,31	12,38	6,96	13,14	14,38	10,50	4,4	3,05	14,35	26,08
—	6,35	0,25	0,69	20,36	—	0,06	8,9	0,83	0,10	0,38
—	1,21	—	—	1,38	—	—	1,9	—	—	0,06
—	1,26	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—
98,82	97,22	96,65	97,69	99,75	100,70	96,51	95,6	89,69	99,25	98,80
—	—	0,002	0,001	1,851	—	0,002	—	0,002	0,003	1,890
0,899	—	0,007	0,869	0,027	0,002	0,019	—	1,011	0,002	0,004
0,017	—	—	—	0,149	—	1,728	—	0,004	—	0,110
—	—	1,825	0,017	0,215	1,925	—	—	—	1,949	0,052
0,006	—	0,038	0,004	0,002	0,009	0,003	—	0,002	0,006	—
0,764	—	0,601	0,830	0,162	0,496	0,785	—	2,288	0,492	0,406
0,006	—	0,003	0,007	0,002	0,005	0,012	—	0,028	0,003	0,006
0,308	—	0,517	0,753	0,728	0,563	0,449	—	0,178	0,542	1,514
—	—	0,007	0,017	0,808	—	0,002	—	0,035	0,003	0,015
—	—	—	—	0,055	—	—	—	—	—	0,002
—	—	—	—	0,526	—	—	—	—	—	0,010
—	—	0,537	—	0,182	0,468	0,64	—	0,93	0,476	0,211

ются аналоги мегакристаллов пироксена и ильменита по их химическим составам, включая ксенолиты "черной" серии. Вероятна генетическая преемственность в ряду: магнезиальные ультрабазиты—железисто-магнезиальные пироксениты—мегакристаллы моноклинных пироксенов, ильменита и других минералов.

ВКЛЮЧЕНИЯ ПОРОД ЗЕМНОЙ КОРЫ

По сравнению с ультраосновными включениями верхней мантии ксенолиты пород глубинных зон земной коры встречаются чрезвычайно редко. В работе [57] описано включение дупироксенового габбро в лавах вулкана Таван-Тологой (в 55 км северо-восточнее сомона Дариганга) с вкрапленниками моноклинного и ромбического пироксенов и плагиоклаза; последний представлен лабрадором № 50—52; габбро содержит до 5% кварца. Этим сообщением фактически и исчерпываются опубликованные сведения о наличии в вулканитах Дариганги включений пород земной коры.

При выделении мономинеральных фракций из нескольких крупных проб базальтов Дариганги нами были обнаружены единичные зерна амфибола, состав которых приведен в табл. 23. Амфибол был найден в лавах вулканов Дзун-Бусулур-Ула, Урту-Гуа-Цаган-Тологой (примерно в 25 км северо-западнее сомона Дариганга) и в лавах, выходящих на поверхность вдоль южной границы песков Барун-Элс. В лавах Дариган-

Химические составы аксессуарных амфиболов в лавах Дариганги (по данным РСМ)

Компонент	12	46	80	Компонент	12	46	80
SiO ₂	42,97	42,70	42,25	Si	6,409	6,309	6,873
TiO ₂	1,27	1,20	0,88	Ti	0,143	0,133	0,100
Al ₂ O ₃	13,12	10,20	9,29	Al ^{IV}	1,591	1,681	1,127
Cr ₂ O ₃	0,07	0,09	—	Al ^{VI}	0,713	0,094	0,534
Fe ₂ O ₃	10,79	19,70	10,10	Cr	0,009	0,009	—
FeO	3,31	—	10,03	Fe ²⁺	0,412	—	1,278
MnO	0,20	0,49	0,65	Fe ³⁺	1,210	2,192	1,150
MgO	12,89	17,30	10,52	Mn	0,027	0,062	0,082
CaO	12,50	1,93	11,78	Mg	2,859	3,798	2,373
Na ₂ O	1,69	3,50	1,24	Ca	1,999	0,302	1,917
K ₂ O	0,74	2,21	1,02	Na	0,484	1,003	0,365
Сумма	99,55	99,40	100,76	K	0,143	0,417	0,201
				f	36,2	36,6	50,57

Примечание. Количества Fe₂O₃ вычислены по стехиометрии; 12 — лава южнее песков Барун-Элс; 46 — вулкан Дзун-Бусулар-Ула; 80 — вулкан Урту-Гуа-Цаган-Тологой.

Таблица 24

Химические составы минералов включений полевошпатовых пород земной коры из базальтов Дариганги (по данным РСМ)

Окисел	501				501			520Д		
	1	2	3	4	2	5	4	2	5	4
SiO ₂	64,98	58,32	39,95	54,43	63,81	52,36	55,72	55,21	49,86	50,63
TiO ₂	—	—	—	0,42	—	0,16	0,92	—	0,32	1,09
Al ₂ O ₃	18,87	26,41	20,95	4,29	24,13	1,30	0,56	26,51	2,69	4,63
Cr ₂ O ₃	—	—	0,54	—	—	0,06	—	—	—	0,02
FeO	0,31	0,12	6,82	10,04	0,19	26,36	9,51	0,25	24,62	10,14
MnO	—	—	0,06	0,32	—	1,38	0,11	—	0,56	0,26
MgO	—	—	20,38	11,13	—	17,94	13,93	—	20,56	12,94
CaO	0,15	7,65	1,56	22,20	4,65	0,32	22,44	9,02	0,46	20,95
Na ₂ O	5,8	7,3	Не опр.	Не опр.	9,0	Не опр.	Не опр.	6,5	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	8,53	0,76	0,43	—	1,09	0,02	0,03	0,57	—	—
Сумма	98,64	101,07	90,69	101,83	102,87	99,90	103,22	98,06	99,07	100,66

Примечание. 1 — K-Na полевоый шпат; 2 — плагиоклаз; 3 — амфибол; 4 — моноклинный пироксен; 5 — ромбический пироксен; 501 — вулкан в ~ 8 км западнее Богдо-Улан; 520 Д — Дзун-Нэрэтэ. Все железо в виде FeO.

ги амфибол никогда не встречается в качестве первичной фазы, поэтому естественно предположить, что эти аксессуарии представляют собой ксенокристы — минералы глубинных пород. По особенностям состава амфиболы следует отнести к глиноземистым роговым обманкам. Минерал из вулкана Урту-Гуа-Цаган-Тологой имеет необычный железисто-магнезиальный состав с высоким содержанием щелочных компонентов.

В дальнейшем амфибол был нами определен и изучен в составе пироксен-полевошпатового включения в безымянном вулкане на юге плато (около 8 км к западу-юго-западу от вулкана Богдо-Улан, в базальте, обр. 501). Парагенезис минералов этого включения состоит из K-Na полевоого шпата, плагиоклаза (андезина), железистого моноклинного пироксена, титаномagnetита с сильно варьирующим от зерна к зерну со-

Химические составы минералов из включения кварцевого
двупироксенового гранулит (по данным РСМ)

Окисел	Опх	Кпх	Кпх*	Ст	Пл	Пл	Пл	Ил**	Мт**	Ил*
SiO ₂	52,75	50,06	53,77	79,81	55,46	49,99		—	—	0,01
TiO ₂	0,14	1,72	1,40	1,42	—	—		53,93	23,29	41,17
Al ₂ O ₃	1,36	3,24	2,02	9,98	28,25	31,80		0,06	0,06	2,04
FeO	23,42	14,46	11,79	6,95	0,38	0,24		41,26	68,29	51,13
MnO	0,52	0,26	0,15	0,01	—	—		0,29	0,30	0,17
MgO	20,40	17,32	11,68	—	0,03	0,03		4,09	1,61	2,19
CaO	0,43	12,86	18,70	0,20	9,37	14,18	16,95	—	—	0,08
Na ₂ O	0,10	0,35	0,44	2,25	6,03	3,35	3,62	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	5,90	0,52	0,20	0,27	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,17	0,17	0,70
Сумма	99,12	100,27	99,98	106,58	100,04	99,81		99,80	93,72	97,49

Примечание. * В стекле, ** сросток, + в плагиоклазе; двупироксеновый гранулит 687-3 из базанита вулкана Сэнджитийн-Ундэр. Все железо в виде FeO.

дежанием Ti и высокоглиноземистого железо-магнезиального амфибола (табл. VI, в, з). Полные и частичные химические составы этих минералов приведены в табл. 24.

Был изучен один образец двупироксенового полевошпатового включения, обнаруженного в лаве вулкана Дзун-Нэрэтэ (52 Д). В нем видно, что базальтовый расплав проникал в ксенолит по тонким прожилкам и раскристаллизовывался. Полевой шпат представлен неоднородным андезин-лабрадором (№ 43–50); пироксены — железистые минералы с умеренной глиноземистостью. Много титаномагнетита с разным содержанием TiO₂ (табл. IV, а, б). Ромбический пироксен оплавлен, в зоне плавления наблюдаются мелкие зерна более глиноземистого моноклинного пироксена и очень железистого оливина (табл. VII, г, е). Моноклинный пироксен часто образует вrostки в плагиоклазе и содержит узкие ламеллы железистого ромбического пироксена (структура распада); ширина ламелл 1–1,5 мкм. Среди силикатов встречаются зерна кальцита. Состав минералов включения приведен в табл. 24.

В большом количестве ксенолиты коровых пород встречаются в лавах вулкана Сэнджитийн-Ундэр. Все они относятся к однотипной группе кислых гранулитов, состоящих из кварца, среднего и основного плагиоклаза, щелочного полевого шпата, ромбического и моноклинного пироксенов, а также рудных минералов (ильменита и титаномагнетита). В образцах размером более 10 см отчетливо видна полосчатая гнейсовая структура, обусловленная чередованием лейкократовых и меланократовых зон. Подобное включение было детально изучено (табл. 25). Петрографические и микроскопические исследования показали, что образец представляет собой полнокристаллическую породу, испытавшую частичное плавление, главным образом вокруг зерен пироксенов. Все минеральные зерна обладают признаками сильных деформаций: волнистым угасанием, изогнутыми формами зерен. Кварц представлен округлыми ксеноморфными зернами размером до 1,2 мм. В плагиоклазах ярко выражены двойники, спайность; размер кристаллов достигает 2 мм. Плагиоклазы (битовнит и андезин) характеризуются перитовыми и антиперитовыми прорастаниями. Пироксены по размерам сравнимы с плагиоклазами. Порода содержит кальцит. В большом количестве присутствует магнезиальный ильменит со структурами распада, аналогичными приведенным для мегакристаллов ильменита. Отдельные зерна титаномагнетита близки по составу к шпинелям, выделившимся из ильменитового твердого раствора в виде ламелл. Наблюдаются также сростки отдельных зерен ильменита и титаномаг-

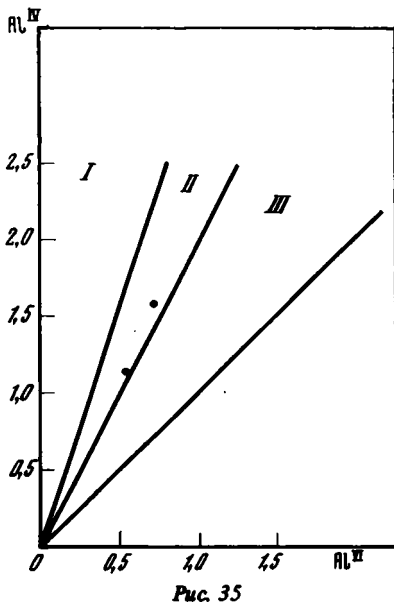


Рис. 35

Рис. 35. Соотношение Al^{IV} и Al^{VI} в амфиболах из изверженных и метаморфических пород, по [147]

Точками показаны данные для кальциевых амфиболов из базальтов Дариганги. I — неизмененные магматические роговые обманки; II — метаморфические роговые обманки низкого давления; III — метаморфические роговые обманки высокого давления

Рис. 36. Соотношение Al^{IV} и Si в амфиболах Дариганги

Граничные линии проведены по [147]

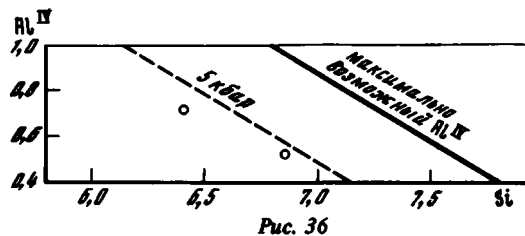


Рис. 36

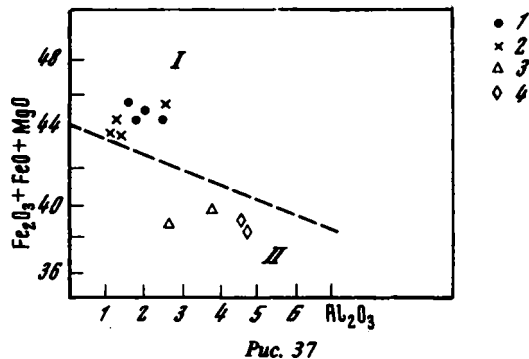


Рис. 37

Рис. 37. Положение точек, отражающих составы ромбических пироксенов на диаграмме соотношения Al_2O_3 и $Fe_2O_3 + FeO + MgO$ в данных минералах (мас.%)

I — из включений метаморфических пород в базальтах Дариганги; 2 — то же, в базальтах Хангая, по [58]; 3 — из включений шпинелевых лерцолитов в базальтах Дариганги; 4 — из включений гранатовых лерцолитов, там же; I и II — поля существования метаморфических и магматических пород соответственно, по [112]

нитита, а также включения рудных минералов в плагиоклазах (например, ильменита с краями, замещенными титаномagnetитом). При плавлении породы образуется интерстиционный кислый расплав, обогащенный железом и титаном. Такой состав расплава обусловлен, по-видимому, участием в плавлении высокожелезистых и титанистых пироксенов. Подтверждением этому может служить уменьшение содержания титана и железа в моноклинном пироксене, контактирующем со стеклом. Их высокое содержание в стекле, вероятно, связано с тем, что при анализе в отдельных точках были захвачены микровключения рудных зерен, это привело к завышенному определению содержания титана и железа (отдельные элементы анализировались в различных точках стекла (табл. VII, a-e).

По геотермометру Баддингтона-Линдсли, скорректированному на содержание в твердом растворе Mg [83], и составам соответствующих ильменита и титаномagnetита температура и летучесть кислорода в процессе распада рудных минералов оцениваются, примерно, в $900^{\circ}C$ и 10^{-14} бар. Это эквивалентно окислительным условиям буфера кварц-магнетит-фаялит, характерным для континентальной земной коры в областях рифтогенеза [129]. Установленная температура близка к той, при которой в экспериментах наблюдается начальное частичное плавление кислых метаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма. Возможно, разогрев пород обусловлен термальным воздействием магмы, так как именно среди включений кислых пород земной

коры часто наблюдается интенсивное плавление вплоть до образования вспученных пемзовидных стекол, содержащих реликты исходных минеральных фаз.

Изученные образцы коровых ксенолитов по минеральным парагенезисам и составам минералов полностью сопоставимы с ксенолитами двупироксеновых гнейсов, амфибол-пироксеновых пород, обнаруженных на Хангае [58] и соответствующих переходу от амфиболовой к гранулитовой фации метаморфизма. На диаграммах, учитывающих особенности состава амфиболов [147] (соотношение Al в четверной и шестерной координациях, а также Al^{IV} и Si), кальциевые амфиболы Дариганги попадают в поле метаморфических пород, устойчивых при давлениях ~ 5 кбар (рис. 35, 36). Принадлежность ксенолитов пород земной коры к метаморфическим типам аналогично подтверждается особенностями состава ромбического пироксена. На диаграмме, показывающей коррелятивные соотношения в содержаниях Al_2O_3 и суммы $Fe_2O_3 + FeO + MgO$, фигуративные точки составов минералов из изученных образцов ложатся в поле метаморфических пород (рис. 37). Для сравнения на эту диаграмму нанесены точки, отвечающие некоторым ромбическим пироксенам из ксенолитов ультрабазитов. Последние лежат в поле магматических пород.

По-видимому, менее глубинными образованиями следует считать кварц-полевошпатовые породы (с крайне незначительным содержанием темноцветных минералов) и сланцы, выходящие на дневную поверхность в восточной части плато. Но, возможно, породы кварц-полевошпатового состава могут быть отождествлены с чарнокитоидами и генетически быть связаны с гнейсами и гранулитами. Без специальных исследований однозначно решить эту проблему не представляется возможным.

ГЛАВА V

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КАЙНОЗОЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ И ВУЛКАНИЗМА ДАРИГАНГИ

Основную цель своей работы авторы видели в раскрытии характера глубинных процессов и их движущих сил, вызвавших проявление кайнозойского базальтового вулканизма на юго-востоке МНР (плато Дариганга). Эти вопросы составляют основу того понимания геодинамики, которое вкладывают современные исследователи Земли в этот термин. Изложенный в предыдущих разделах работы фактический материал позволяет, с нашей точки зрения, достаточно полно охарактеризовать глубинные процессы эволюции вещества, приводящие к образованию базальтовых магм. Эти же данные с успехом могут быть использованы для оценки эндогенного режима (глубинного распределения температур) и вещественного состава земной коры и верхней мантии под изученным регионом.

Понимание движущих сил в большей мере определяется полнотой данных геофизических исследований. В этом отношении описываемая территория изучена крайне слабо. Фактически мы располагаем результатами гравиметрических наблюдений и ненадежной интерпретацией сейсмологических данных [49]. Поэтому развиваемые в настоящей работе представления авторов о динамике и движущих механизмах эндогенных процессов, с которыми связан вулканизм Дариганги, достаточно схематичны.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В НЕДРАХ ДАРИГАНГИ

Для понимания геодинамического режима кайнозойского этапа развития Дариганги и глубинных факторов магмообразования чрезвычайно важно знание распределения температуры в недрах региона. Детальные исследования минералов глубинных включений в базальтоидах позволяют воспользоваться известными методами минералогической термо-барометрии. Многие проблемы, возникающие при таком подходе к установ-

PT-условия равновесия ксенолитов ультраосновных пород в базальтах Дариганги, оцененные по минералогическим геотермобарометрам различных авторов

№ образца	Температура, °C					Давление, кбар			
	[138]	[150]	[160]	[77]	T _{ср}	[144]	[58 Akella]	[164]	[78]
Шпинелевые лерцолиты									
687-2	<800		884	930	907				
687-12	880		932	950	941				
680-101	800		895	920	908				
680-100	880		992	910	951				
520 Д	900		973	1020	964				
120	900		933	920	918				
12	<800		921	930	926				
80	950		997	960	969				
93 А	<800		913	900	906				
502 В-1	<800		957	930	948				
502 В-2	<800		1003	930	966				
100	<800		953	960	956				
107	<800		827	920	874				
Текстурированные шпинелевые лерцолиты									
687-1	1180		1149	1060	1120				
687-4	1150		1103	1040	1098				
Гранатовые лерцолиты									
687-14	1140	1190			1165	—	—	—	—
687-5	1180	1230	1133	1090	1134	26	25	22	16
687"эк"	1130	1206	1101	1050	1094	24	23	20	14
92	1150	1205	1135	1100	1128	27	26	22	17
523	1050	1090	1093	1020	1054	27	27	23	18
Шаварын-Царам	1120	1174	1093	1050	1106	24	22	20	14
Пироксениты "черной" серии									
680-103	800		911	880	896				
673-101	800		964	960	962				
525	800		925	880	902				
Кварцевый двушироксеновый гранулит									
687-3	1360		1259	850	850				
501	800		971	700	700				
520	800		953	700	700				
Гранатовые лерцолиты из базальтов Ихэ-Тулбури-Гол									
	1140		1165	1150	1152				
	1020		1038	1040	1033				

лению геотерм, неоднократно обсуждались в различных публикациях [24, 58, 79, 121]. Как это ни парадоксально, наименее уверенно определяется распределение температуры на относительно небольших глубинах — в низах земной коры и в прилегающих к ней горизонтах верхней мантии, так как именно для этого диапазона глубин слабо разработаны методы оценки давления равновесия минеральных фаз.

В самое последнее время появились новые работы, в которых критически пересмотрены существующие методы термо-барометрии и даны рекомендации к использованию более надежных методов [121]. Кроме того, предложены новые геотермобарометры

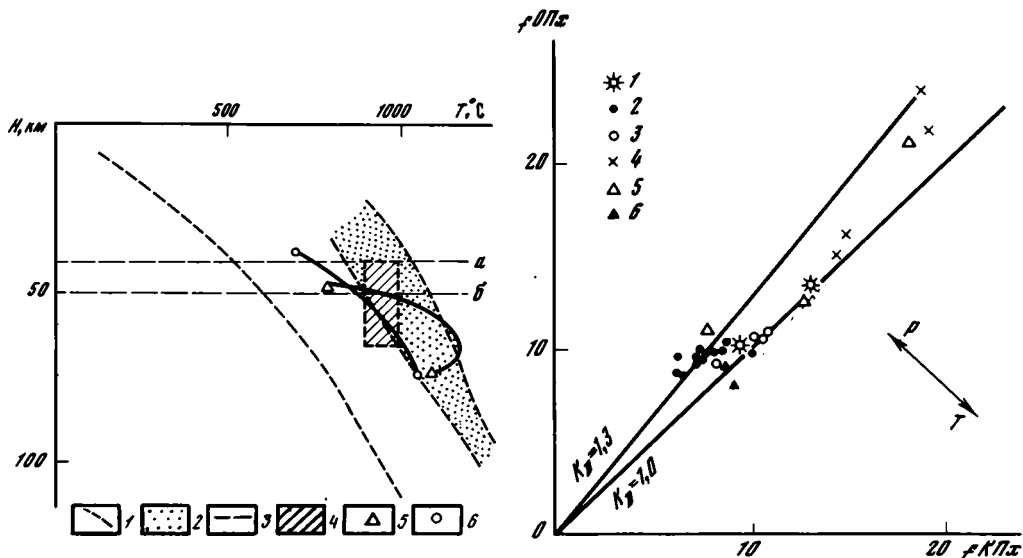


Рис. 38. Распределение температуры в недрах под вулканическими ареалами Монголии

1 — под Сибирской платформой; 2 — в областях щелочно-базальтового вулканизма; 3 — границы Мохо под Даригангой (а) и Хангаем (б); 4 — область температур равновесия для подкорковых шпинельных ультрабазитов Дариганги; 5 — участок геотермы Хангая; 6 — то же, Дариганги

Рис. 39. Соотношение железистости (f) моноклинического (Кпх) и ромбического (Опх) пироксенов из ультраосновных включений в базальтах Дариганги

1 — минералы гранатового лерцолита из базальтов Шаварын-Царама (Хангай); 2 — шпинельные лерцолиты Дариганги; 3 — гранатовые лерцолиты Дариганги; 4 — пироксениты "черной" серии; 5 — мегакристаллы моноклинических пироксенов с пластинчатыми выделениями ромбического пироксена; 6 — текстурированные лерцолиты из базальта вулкана Сэнджитийн-Ундэр; K_D — коэффициент распределения Fe и Mg между сосуществующими пироксенами, P и T у концов стрелок показывают тенденции изменения K_D при вариациях давления и температуры

для гранатсодержащих ассоциаций, в большей степени учитывающие сложность составов природных минералов [164].

Для оценки температурных условий в гранулит-базитовом слое земной коры мы воспользуемся приведенными аналитическими данными по составам сосуществующих минералов в ксенолитах кислых гранулитов и гнейсов; для ксенолита амфибол-пироксенового гнейса можно привлечь амфибол-плаггиоклазовый и амфибол-клинопироксеновый термометры [79], которые приводят к температурам равновесия в интервале 600–700°C. Образцы двупироксеновых пород земной коры отвечают температурам равновесия от 700 до ~850°C по двупироксеновому геотермометру Л.Л. Перчука [77]. Результат весьма знаменательный. Он указывает на типично температурный режим перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма в основании нормальной по мощности континентальной земной коры [105]. Более точно оценить давление (или глубину залегания) для рассматриваемых образцов ксенолитов не представляется возможным. Диаграммы на рис. 35–37 мы используем только для качественного анализа приуроченности амфиболов и ромбических пироксенов к магматическим или метаморфическим породам, а не для точного установления условий образования минералов. По данным [77], можно утверждать, что в поле равновесия двух пироксенов и плаггиоклаза при температурах 700–800°C и содержании Al_2O_3 в ромбическом пироксене 1,36 мас.% давление равновесия должно быть не ниже 7 кбар. Это подтверждает наше предположение, что изученные образцы двупироксеновых гранулитов образовывались по крайней мере в нижних частях земной коры. Оценка температуры равновесия по П.Уэлзу [160] приводит к неправдоподобно высоким значениям (табл. 26). Поэтому мы считаем, что для высокожелезистых низкотемпературных ас-

Химические составы пироксенов из ксенолитов ультраосновных пород в базальтах Дариганги, мас.% (по данным РСМ)

Компонент	523		525*		520д		120	
	Кпх	Опх	Кпх	Опх	Кпх	Опх	Кпх	Опх
SiO ₂	52,30	54,44	49,94	52,62	53,39	54,25	51,92	54,52
TiO ₂	0,34	0,16	0,72	0,14	0,43	0,11	0,40	0,06
Al ₂ O ₃	5,23	3,51	5,82	4,12	5,44	3,54	5,60	3,16
Cr ₂ O ₃	1,02	0,40	0,29	0,18	0,69	0,35	0,74	0,25
FeO	2,75	5,98	4,52	11,15	3,00	6,40	2,13	6,20
MnO	0,09	0,15	0,17	0,24	0,04	0,12	0,05	0,14
MgO	16,94	33,46	14,84	30,56	15,24	33,48	15,86	34,32
CaO	19,31	0,70	21,05	0,60	19,67	0,62	20,62	0,40
Na ₂ O	0,81	0,08	1,02	—	1,64	—	1,62	—
С у м м а	98,79	98,88	98,37	99,61	99,54	98,87	98,94	99,07
Si	1,92	1,90	1,85	1,86	1,94	1,89	1,88	1,89
Ti	0,01	0,004	0,02	0,004	0,01	0,003	0,01	0,01
Al ^{IV}	0,08	0,10	0,15	0,14	0,06	0,11	0,12	0,11
Al ^{VI}	0,15	0,04	0,10	0,03	0,17	0,03	0,12	0,02
Cr	0,03	0,01	0,009	0,004	0,02	0,01	0,02	0,006
Fe ²⁺	0,08	0,17	0,14	0,33	0,09	0,19	0,06	0,18
Mn	0,002	0,004	0,004	0,006	0,002	0,004	0,002	0,004
Mg	0,92	1,73	0,82	1,60	0,82	1,74	0,86	1,77
Ca	0,76	0,02	0,83	0,02	0,76	0,02	0,80	0,01
Na	0,06	0,006	0,07	—	0,12	—	0,11	—
Ca/(Ca+Mg)	0,45	0,014	0,50	0,014	0,48	0,013	0,48	0,008
Fe/(Fe+Mg)	0,083	0,091	0,146	0,170	0,100	0,097	0,071	0,094

П р и м е ч а н и е. 523 — Майхант; 525* — вулкан в 6 км к СВ от Хонгор-Обо (вебстерит); 520д — Дзун-Нэрэтэ; 120 — Сальхитын-Ула; 100 — Ундур-Хурэтэ; 107(680) — Ачагийн-Душ; 12 — лавы южнее песков Барун-Элс; 80 — Урту-Гуа-Цаган-Тологой; 51а — лавы в 1,5 км к ЮЗ от Барун-Нэрэтэ-Ула; 93а — Барун-Яргойта-Ула; 145 — Гангын-Цаган; 502в — вулкан в 8 км западнее

социаций наиболее достоверны определения температуры по двупироксеновому геотермометру Л.Л. Перчука [77].

В работе [58] по методу Б.Вуда и С.Баню [163] оценена температура равновесия двупироксеновых гнейсов от 780 до 820°С. По геотермометру Л.Л. Перчука для приведенных в [58] составов пироксенов получаются температуры 730–800°С. Различие двух методов находится в пределах точности.

Нам представляется, что температура равновесия гранулитов может не соответствовать истинному распределению температуры в нижних горизонтах земной коры, особенно в условиях "холодной" континентальной земной коры (ее стабильных областей), где сильно заторможенная кинетика физико-химических процессов способствует сохранению более высокотемпературных минеральных ассоциаций. Этот вопрос был нами рассмотрен ранее [20].

Оценки мантийных температур для Дариганги по двупироксеновым геотермометрам различных авторов были выполнены ранее В.В. Кепежинская, которая показала, что шпинелевые лерцолиты этого района равновесны при температурах от 790 до 1100°С [58]. Для Хангая получены более высокие температуры — 1015–1260°С [58]. Нами определены частоты встречаемости включений, равновесных в различных температурных интервалах [24]. Среди хангайских ксенолитов ультрабазитов явно преобладают породы, равновесные при температурах 1100–1150°С. Для пород Дариганги получена

100		107 (680)					
Кпх	Опх	Кпх	Опх	Кпх	Опх	Кпх	Опх
52,77	54,31	50,96	53,83	51,66	54,94	52,06	54,82
0,46	0,10	0,46	—	0,49	0,07	0,42	0,09
4,78	4,28	7,03	5,19	6,27	3,07	5,62	3,29
0,98	0,46	0,75	0,29	0,84	0,27	1,00	0,38
2,59	6,57	2,16	6,43	2,13	6,29	1,97	5,94
0,05	0,04	0,21	0,14	0,09	0,15	0,08	0,14
15,61	33,54	15,15	33,23	15,75	34,10	16,17	34,32
22,95	0,34	20,40	0,48	20,66	0,36	20,96	0,36
0,62	0,50	1,98	0,53	1,89	0,05	1,66	0,06
99,81	100,14	99,10	100,12	99,78	99,30	99,94	99,40
1,92	1,86	1,84	1,84	1,86	1,90	1,90	1,89
0,01	0,002	0,01	—	0,01	0,002	0,01	0,002
0,08	0,14	0,16	0,16	0,14	0,16	0,10	0,11
0,12	0,03	0,14	0,05	0,12	0,02	0,14	0,02
0,03	0,01	0,02	0,008	0,02	0,008	0,03	0,01
0,08	0,19	0,06	0,18	0,06	0,18	0,06	0,17
0,002	0,002	0,006	0,004	0,002	0,004	0,002	0,004
0,84	1,71	0,82	1,70	0,85	1,77	0,88	1,78
0,86	0,01	0,79	0,02	0,80	0,01	0,82	0,01
0,04	0,03	0,14	0,04	0,13	0,004	0,07	0,002
0,50	0,007	0,51	0,010	0,48	0,007	0,48	0,007
0,085	0,099	0,074	0,098	0,071	0,093	0,063	0,087

Богдо-Улан; * — лерцолит с крупным зерном ортопироксена на краю образца; Кпх^Ц и Опх^Ц — из центральной части ксенолита; Кпх^К и Опх^К — из краевой зоны того же образца; содержание Na₂O в моноклинных пироксенах обр. 502 в-1 и 502 в-2 условно принято 1%. Все железо в виде FeO.

бимодальная кривая распределения: большей части образцов соответствует мода 950–1000°С, меньшей — 800–850°С. По нашим данным, шпинелевые лерцолиты Дариганги равновесны в достаточно узком интервале температур 900–970°С. Наиболее сходимые результаты получены по методам П. Уэлза [160] и Л.Л. Перчука [77] (см. табл. 26). В таблице приведены средние температуры равновесий минералов ксенолитов без учета величин, оцененных по распределению Fe и Mg между различными парами минералов в гранатовой ассоциации [150] которые заметно отличаются в сторону более высоких значений. При температурах ниже 1000°С определить условия равновесия по дупироксеновому термометру, учитывающему распределение Ca и Mg между сосуществующими ромбическим и моноклинным пироксенами [121, 138], (табл. 27), не представляется возможным. Пироксениты "черной" серии оказываются равновесными в интервале температур, устанавливаемом для шпинелевых лерцолитов. Более высокотемпературными оказываются текстурированные лерцолиты вулкана Сэнджитийн-Ундэр. По температурным условиям они примыкают к полю существования гранатовых лерцолитов (1050–1160°С).

Оценка давления равновесия гранатовых ультрабазитов может быть сделана по содержанию Al₂O₃ в ромбическом пироксене [144, 164]. Большинство оценок укладывается в интервал 20–27 кбар. Учитывая, что среди гранатовых лерцолитов часто встречаются разности с сосуществующей равновесной шпинелью, для данных температур равновесия предпочтительнее оценки давления в интервале 20±2 кбар.

Таблица 27 (продолжение)

Компонент	12		80		51а	93а	
	Кпх	Опх	Кпх	Опх	Кпх	Кпх	Опх
SiO ₂	51,99	54,84	51,76	54,09	51,99	52,11	54,18
TiO ₂	0,36	0,09	0,43	0,10	0,69	0,29	0,22
Al ₂ O ₃	6,29	4,54	6,79	5,42	6,85	4,86	5,52
Cr ₂ O ₃	1,16	0,38	0,93	0,48	1,15	1,13	0,78
FeO	2,18	6,04	2,50	6,35	2,44	1,97	6,06
MnO	0,02	0,22	0,19	0,07	0,04	0,11	0,08
MgO	15,34	33,55	16,06	33,06	14,82	16,52	32,83
CaO	21,20	0,36	20,14	0,44	20,31	22,05	1,08
Na ₂ O	1,38	—	1,64	0,30	1,91	—	1,17
С у м м а	99,92	100,02	100,44	100,31	100,20	—	100,21
Si	1,88	1,89	1,85	1,86	1,87	1,88	1,85
Ti	0,01	0,002	0,01	0,002	0,006	0,009	0,006
Al ^{IV}	0,12	0,11	0,15	0,14	0,13	0,12	0,15
Al ^{VI}	0,15	0,07	0,14	0,08	0,16	0,08	0,07
Cr	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02
Fe ²⁺	0,06	0,17	0,08	0,18	0,07	0,06	0,17
Mn	—	0,006	0,004	0,002	0,002	0,004	0,002
Mg	0,83	1,72	0,86	1,69	0,79	0,88	1,66
Ca	0,82	0,01	0,77	0,02	0,78	0,85	0,04
Na	0,10	—	0,11	0,02	0,13	He отр.	0,02
Ca/(Ca+Mg)	0,50	0,007	0,47	0,010	0,50	0,49	0,023
Fe/(Fe+Mg)	0,073	0,092	0,081	0,097	0,085	0,062	0,094

Мы переопределили температуру и давление равновесия одного из образцов гранатового лерцолита из вулканической брекции Шаварын-Царам (Хангай). Полученные *PT*-параметры — 1100°С и ~ 20 кбар — хорошо согласуются с недавно опубликованными данными детального изучения гранат-шпинелевых лерцолитов из этого месторождения [90]. Переопределенные величины давлений и температур равновесия гранат-шпинелевого и шпинелевого лерцолитов из базальтовых лав в долине р. Ихэ-Тулбури-Гол [97] указывают на близкий термический режим в верхней мантии на уровне существования гранат-шпинелевых ультрабазитов под различными вулканическими ареалами Монголии.

Однако шпинелевые лерцолиты, залегающие на глубинах между подошвой земной коры и зоной перехода к гранатовым породам, могут отличаться в разных районах по температурам двупироксенового равновесия по крайней мере на 150°С (рис. 38).

На относительные температурные условия равновесия различных минеральных парагенезисов включений указывают соотношения железистости сосуществующих ромбического и моноклинного пироксенов (рис. 39). Так, как все точки группируются

вокруг линии $K_D = 1,0-1,3 \left(K_D = \frac{f_1(1-f_2)}{f_2(1-f_1)} \right)$, можно считать, что эта пара минералов

равновесна [79], что важно для оценки глубинного распределения температуры по двупироксеновому геотермометру.

Показано, что в изобарических условиях повышение температуры приводит к перераспределению железа из ромбического в моноклинный пироксен, тогда как изотермическое повышение давления увеличивает железистость ромбического пироксена относительно моноклинного [77]. Подавляющее большинство точек, отвечающих пирок-

145	502в-1				502в-2			
Кпх	Кпх	Опх	Кпх*	Опх*	Кпх ^{II}	Опх ^{II}	Кпх ^K	Опх ^K
49,06	51,14	53,49	49,96	51,97	53,19	54,53	Не опр.	54,04
1,00	0,30	0,12	0,62	0,17	0,32	0,08	"	0,07
6,78	6,86	3,73	6,78	4,30	7,30	4,01	6,54	3,96
0,26	0,60	0,25	0,55	0,24	0,64	0,26	0,47	0,22
5,68	2,18	6,03	2,64	6,56	2,33	6,50	Не опр.	6,28
0,07	0,12	0,17	0,09	0,16	0,12	0,12	0,06	0,12
14,38	15,60	33,65	15,71	32,08	15,45	34,05	15,66	33,78
21,60	21,02	0,38	20,77	0,49	20,63	0,47	21,24	0,47
1,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
99,89	97,82	97,82	97,12	95,97	99,98	100,02		98,94
1,80	1,87	1,93	1,84	1,92	1,91	1,88		
0,03	0,01	0,003	0,02	0,004	0,01	0,002		
0,20	0,13	0,07	0,16	0,08	0,09	0,12		
0,09	0,16	0,09	0,13	0,11	0,22	0,04		
0,006	0,02	0,006	0,02	0,007	0,02	0,006		
0,17	0,06	0,18	0,08	0,20	0,07	0,19		
0,002	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,004		
0,78	0,85	1,80	0,86	1,76	0,82	1,74		
0,85	0,82	0,02	0,82	0,02	0,79	0,02		
0,07	0,07		0,07	0,07	0,07			
0,52	0,49	0,008	0,48	0,011	0,49	0,009		
0,182	0,072	0,092	0,087	0,103	0,77	0,096		

сенам шпинелевых лерцолитов, группируется вдоль линии $K_D = 1,3$ (см. рис. 39). Точки, связывающие составы пироксенов из гранатовых лерцолитов и текстурированных шпинелевых лерцолитов, тяготеют к линии $K_D = 1$. Это полностью согласуется с установленным более высокотемпературным характером последних образований и прямо указывает на преимущественное влияние вариаций температурных, а не барических условий на изменение состава минералов в рассматриваемых группах пород. Этот вывод представляется важным, так как дает нам основания связывать магматическую активность мантии под Даригангой с ее тепловым возбуждением относительно состояния спокойной континентальной литосферы.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛУБИННЫХ ЗОН

Основные сведения о геофизических полях Монголии приведены в работе [49]. Они базируются на данных сейсмологии, гравиметрии и магнитной съемки. Главный результат геофизических исследований сводится к существенному противопоставлению Западной Монголии, включающей Центральные районы страны, Восточной Монголии по строению верхней мантии. Под значительной частью Западной Монголии выделена область аномальной мантии с отрицательными региональными гравитационными аномалиями [3] и пониженными скоростями сейсмических волн [89]. Под Восточной Монголией верхняя мантия характеризуется нормальным распределением плотности и скорости. Вместе с данными магнитометрии эти различия в свойствах верхней мантии обосновывают неотектоническое районирование Монголии — ее деление на два блока, резко различных по интенсивности кайнозойских движений, западный и восточный [103].

Гравиметрические данные были использованы для расчета мощности земной коры. Распределение изогипс поверхности Мохо по всей территории МНР неоднократно публиковалось [19, 49, 102]. Восточная Монголия характеризуется несколько сокращенной мощностью земной коры относительно центральных и западных районов (36–40 км). По данным Ю.А. Зорина и др. [49], поднятия в Восточной Монголии (в том числе и Нукутдабанскому, в пределах которого расположена Дариганга), как и на западе, свойственна большая мощность земной коры — до 45–50 км. Это согласуется с изменением мощности коры в районах Северного Китая [166]: с удалением от приокеанических районов глубина до поверхности Мохо возрастает и в пределах Внутренней Монголии, примыкающей к Дариганге, оценивается > 44 км.

Как отмечалось, Восточная Монголия (включая Даригангу) расположена вне действия мантийной аномалии. Однако, как указывают авторы [49], наименее достоверны данные о монгольской части низкоскоростной неоднородности, а именно относительно ее верхней границы и южного окончания. Более существенно замечание о том, что в восточной части МНР при переходе от редукции Буге к изостатическим аномалиям не полностью исключается региональная, или зональная аномалия [49]. Объяснить природу регионально минимума силы тяжести над Нукутдабанским поднятием плотностными неоднородностями в верхних горизонтах земной коры очень трудно. Если в Западной Монголии нет нарушений изостази, то в Восточной небольшие, но отчетливые отклонения от изостатического равновесия земной коры определяются хорошо. По мнению Ю.А. Зорина и др. эти отклонения эквивалентны изменению мощности коры. Однако можно допустить и влияние на изостатическое равновесие коры плотностных неоднородностей верхней мантии. Ю.А. Зорин отмечает, что если скорость внедрения мантийного диапира (аномально разуплотненного вещества верхней мантии) высокая, то отрицательная региональная аномалия может быть подавлена положительной аномалией из-за подъема литосферы ("гидродинамический эффект") [49]. К обсуждению этой ситуации мы еще вернемся в следующей главе.

Термометрия недр Дариганги по минералогическим геотермометрам показывает сравнимый температурный режим в земной коре районов кайнозойского вулканизма в восточной и центральной частях Монголии. Нижние горизонты литосферы, по-видимому, прогреты по-разному: подкоровые слои мантии Дариганги менее горячие, чем на Хангае [24, 58]. На уровне перехода от шпинелевой к гранатовой фациям лерцолитов (~ 70–80 км), где размещаются мантийные магматические очаги, температура недр магматогенных районов Монголии одинакова и соответствует 1050–1150°C (в области магнообразования, вероятно, на несколько более глубоком уровне температура доходит до 1200°C). Немногочисленные данные по тепловому потоку в пределах МНР свидетельствуют о гетерогенности теплового поля и более горячем состоянии недр под вулкано-тектоническими структурами (например, под Алаг-Цабской впадиной [108]).

Существенно, что вещественные колонки разрезов земной коры и верхней мантии Дариганги и Хангая близки между собой. Это определяется по изофациальному и близкому по составу набору глубинных включений обоих ареалов вулканизма.

Среди глубинных пород земной коры, по-видимому, широко распространены кислые пироксеновые гранулиты и породы, близкие по своему минеральному составу к чарнокитам. В основании земной коры можно допустить существование эколгитоподобных пород и пироксенитовых разностей. Такой состав земной коры (ее глубинных зон) является типичным для континентального типа земной коры и устанавливается по выходам метаморфических комплексов в глубоко эродированных частях континентов и по ксенолитам в щелочных базальтоидах и кимберлитах Сибирской платформы, Южной Африки, Юго-Восточной Австралии и т.п. Детальные исследования кимберлитов Южной Африки позволили установить, что под кратонными зонами платформы развиты преимущественно породы средне-кислого состава, тогда как в пределах окаймляющих их подвижных поясов (точнее, разновозрастных складчатых структур) в нижних этажах земной коры распространены породы более основного состава [128]. Возможно, общность вещественного состава рассматриваемых двух крупных

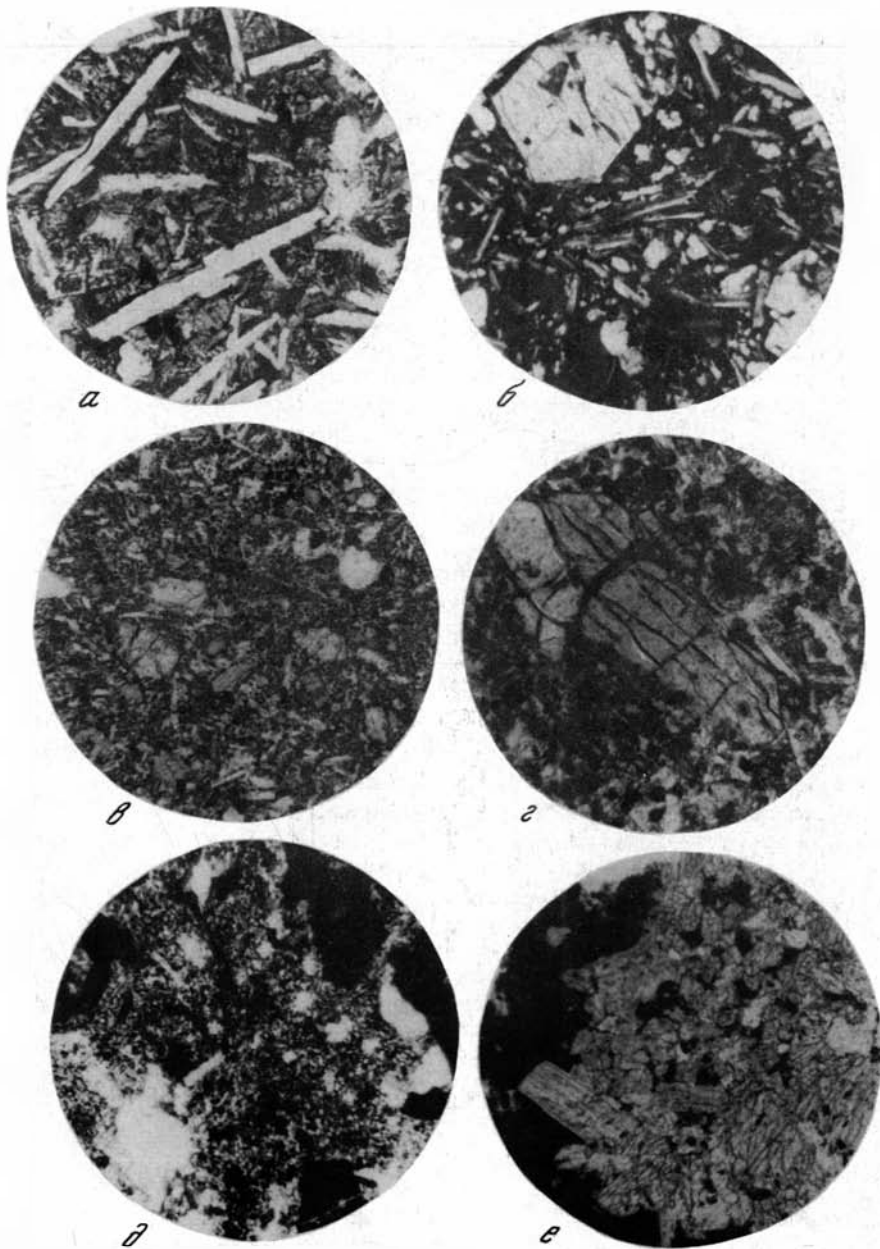


Таблица 1. Разновидности микроструктур в базальтах Дариганги (а – е) и характерные для них включения (з – е)

а – базальт с полнокристаллической (офитовой) структурой основной массы, обр. 97/76, николи ||, увел. 150; б – базальт с трахитоидной структурой основной массы, обр. 127а, николи + увел. 288; в – базальт с трахитоидной структурой основной массы, обр. 126б, николи ||, увел. 150; г – включения пироксена в базальте, обр. 124/2, увел. 288; д – замещение оливина иддингситом в обр. 128, николи ||, увел. 150; е – агрегат моноклинового пироксена, обр. 94, николи ||, увел. 150

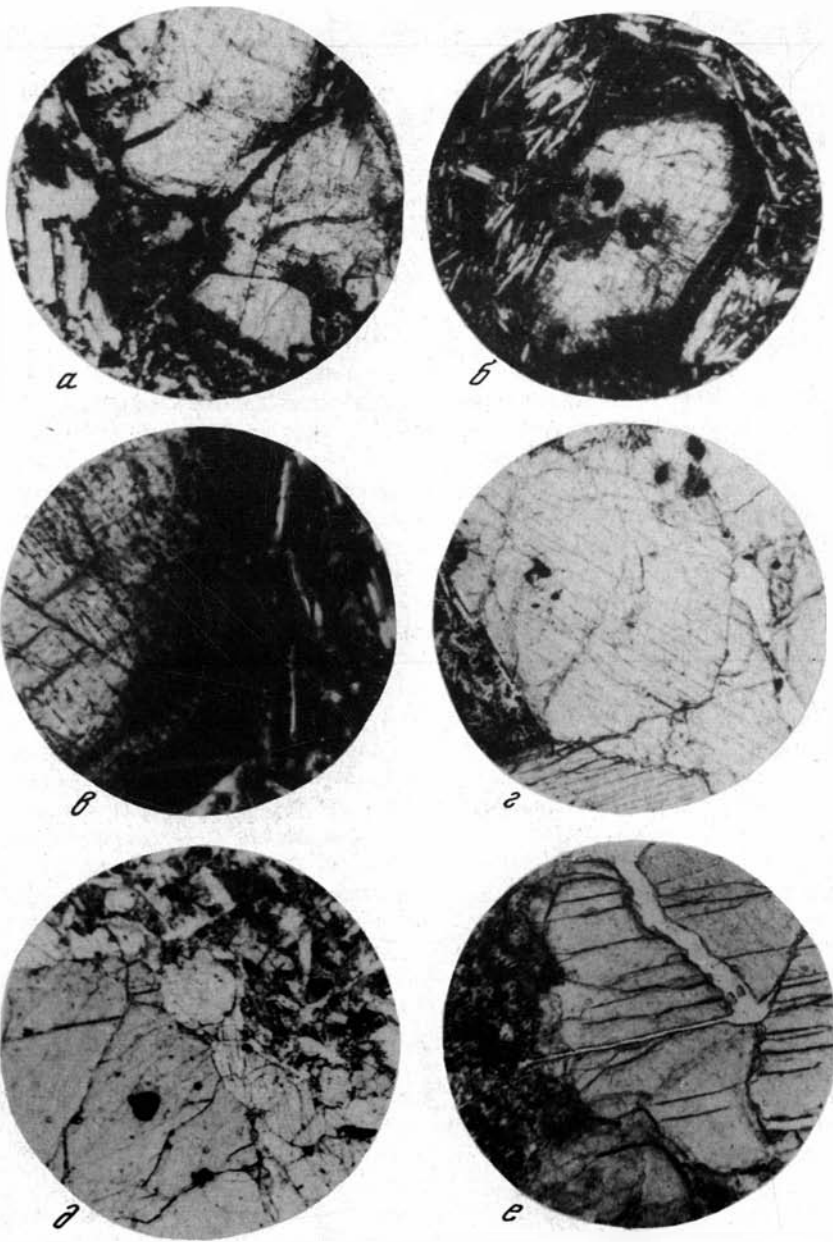


Таблица II. Изменения вкрапленников оливина и пироксена в базальтах (а - в) и включения ксенолитов (г - е)

а - в - опацизированные вкрапленники оливина (а) и пироксена (б) в базальте, обр. 125, николи +, увел. 150, в - край зерна пироксена, увел. 600; г - д - включения лерцолита в базальтоидах (без реакционных каемок): контакт ксенолита с базальтом (г), обр. 125, николи ||, увел. 150, край ксенолита (д), обр. 110, николи ||, увел. 150; е - тонкая реакционная кайма на контакте ксенолита лерцолита с базальтом, обр. 128А, николи ||, увел. 150

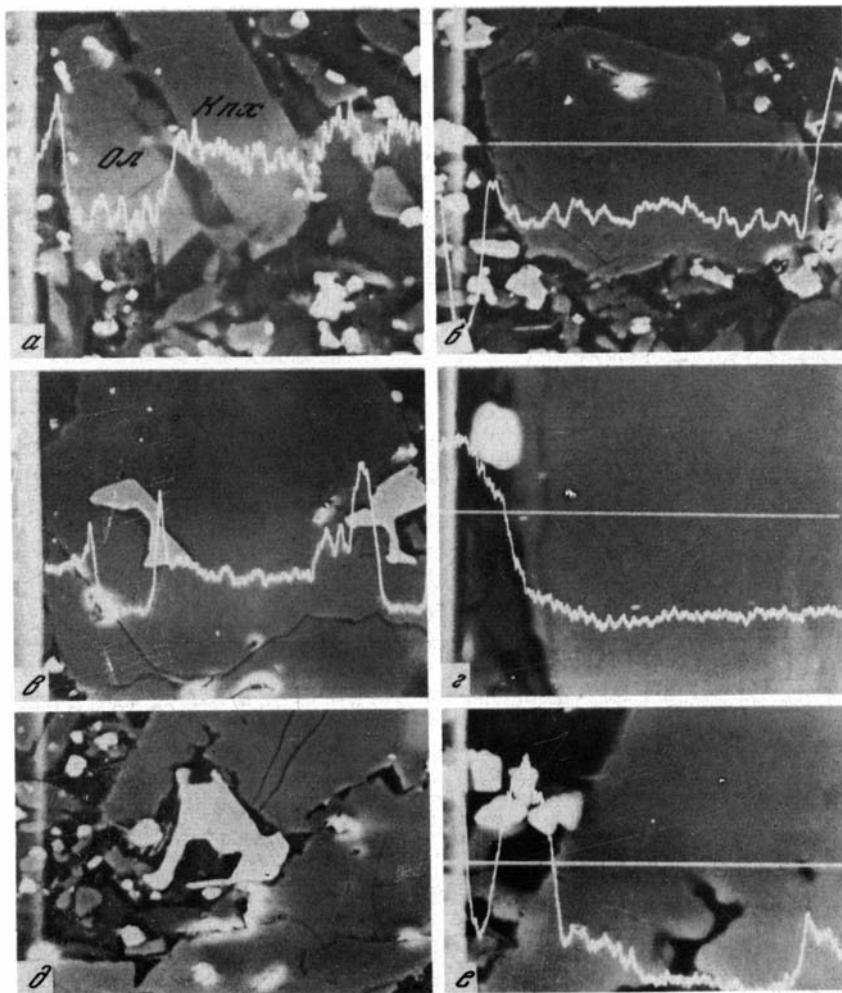


Таблица III. Минералы нефелинового базанита (а, б) и включения титаномагнетита во вкрапленнике пироксена (в - е), обр. 84/76

а - основная масса, распределение Si, увел. 800; б - вкрапленник оливина, распределение Si, увел. 540; в - распределение Al, увел. 400; г - край пироксена (г), распределение Al, увел. 2000; д - вкрапленник пироксена и титаномагнетит, увел. 400; е - фрагмент д, распределение Al, увел. 2000

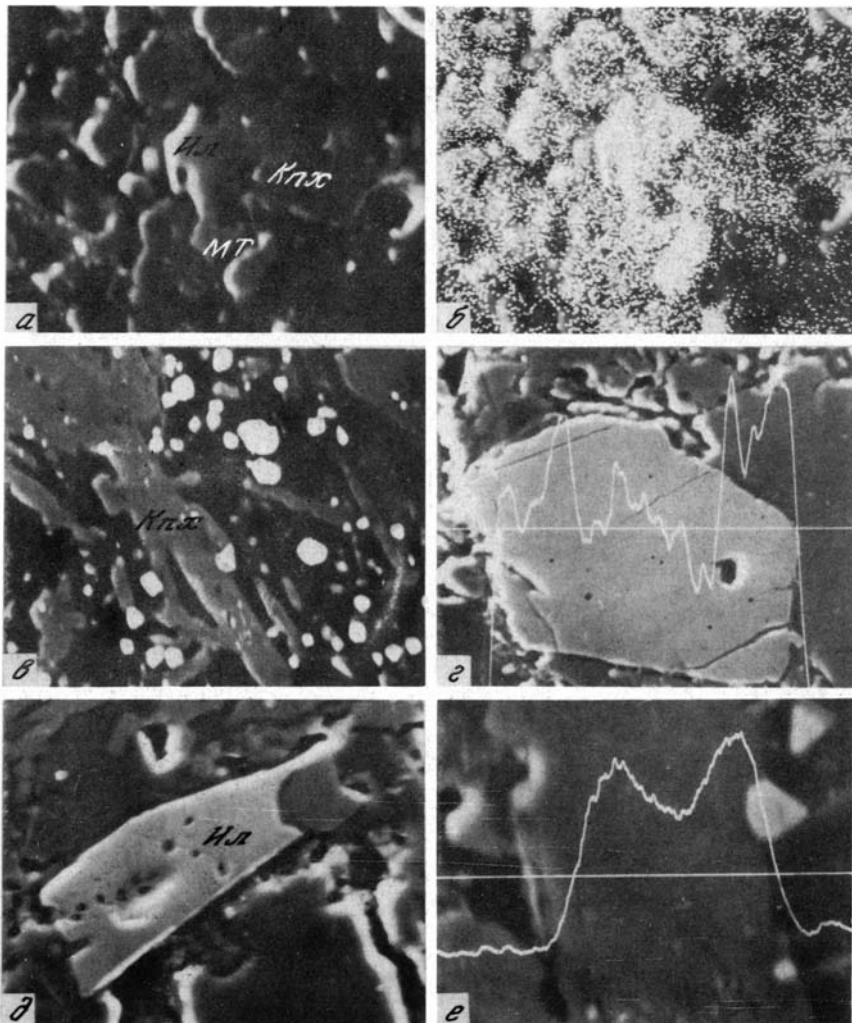


Таблица IV. Минералы нефелинового муджиерита, обр. 501/79

a – основная масса, увел. 1200; *б* – то же (см. *a*), распределение Fe; *в* – основная масса с микролитами пироксена, увел. 1000; *г* – зерно титаномагнетита, распределение Mn, увел. 640; *д* – зерно ильменита, увел. 1000; *е* – вкрашленник пироксена, распределение Ti, увел. 2180

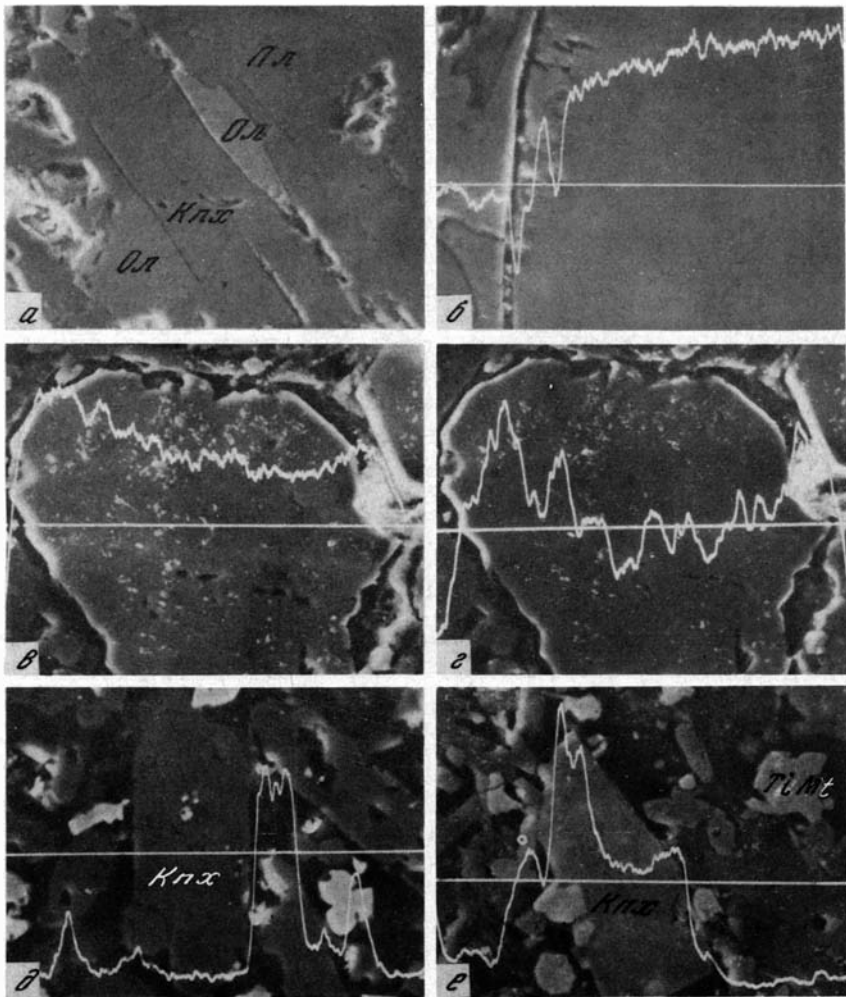


Таблица V. Минералы базальтов Дариганги

a – сросток моноклинного пироксена, оливина и плагиоклаза (обр. 596 Д), увел. 400; *б* – линейное распределение Mg в краевой зоне вкрапленника оливина (обр. 596 Д), увел. 800; *в* – распределение Fe по профилю через зерно оливина, обр. 687, увел. 800; *г* – распределение Mn по профилю через зерно оливина, обр. 687, увел. 800; *д* – линейное распределение Na по профилю через основную массу, обр. 687, увел. 1200; *е* – распределение Fe вдоль профиля через кристалл клинопироксена в основной массе, обр. 687, увел. 800

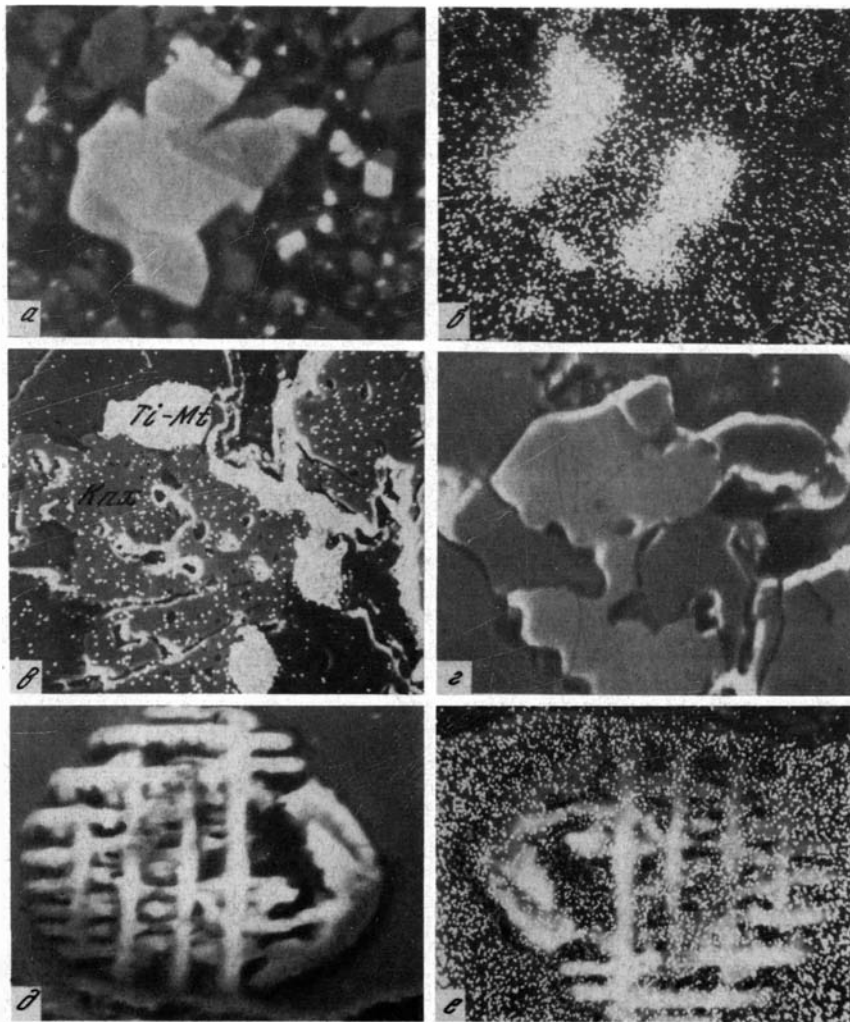


Таблица VI. Выделение магнетитов в ксенолитах пород земной коры

a — обр. лавы 520 Д, неоднородное зерно титаномагнетита в трахибазальте, увел. 2000; *б* — то же (см. *a*), изображение в рентгеновских лучах Ti , K_{α} ; *в* — распределение Ti , крупные выделения титаномагнетита между пироксенем и полевым шпатом, ксенолит в лаве обр. 501/79, увел. 430; *г* — то же (см. *в*), увел. 864; *д* — решетчатое выделение магнетита в раскристаллизованном флюиде, обр. 501/79, увел. 1000; *е* — то же (см. *д*), распределение Ca

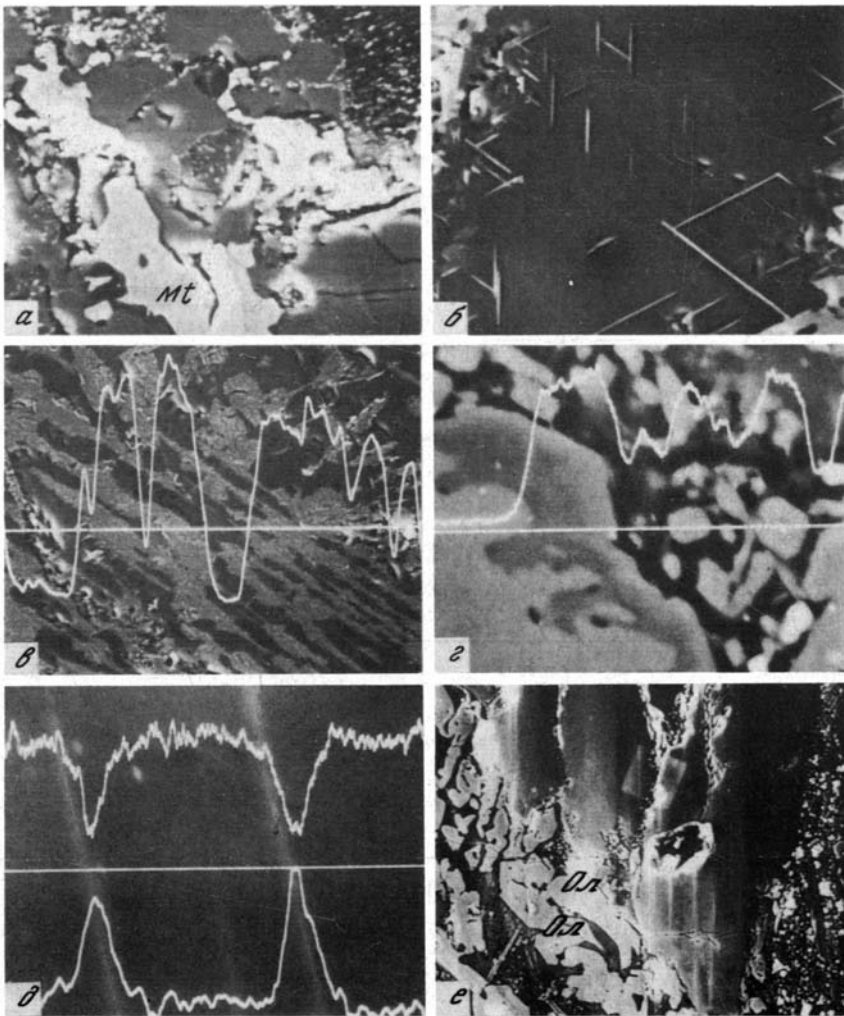


Таблица VII. Вторичные изменения в глубинных включениях (а - в - ксенолит шпинелевого лерцолита в лаве, г - е - полевошпатовое включение в лаве)

а - выделения магнетита, обр. 120/76, увел. 800; б - игольчатые выделения железистой фазы из шпинели, обр. 120/76, увел. 800; в - псевдоморфное замещение оливина железистой и магниевой разновидностями, распределение Fe, обр. 120/76, увел. 400; г - замещение ромбического пироксена моноклинным на контакте с базальтом, распределение Ca, обр. 520 Д, увел. 2000; д - структура распада в ромбическом пироксене, распределение Ca (вверху) и Fe (внизу), обр. 520 Д, увел. 4000; е - выделение Ол, (базальтовый расплав, проникший по трещине в ксенолит), обр. 520 Д, увел. 200

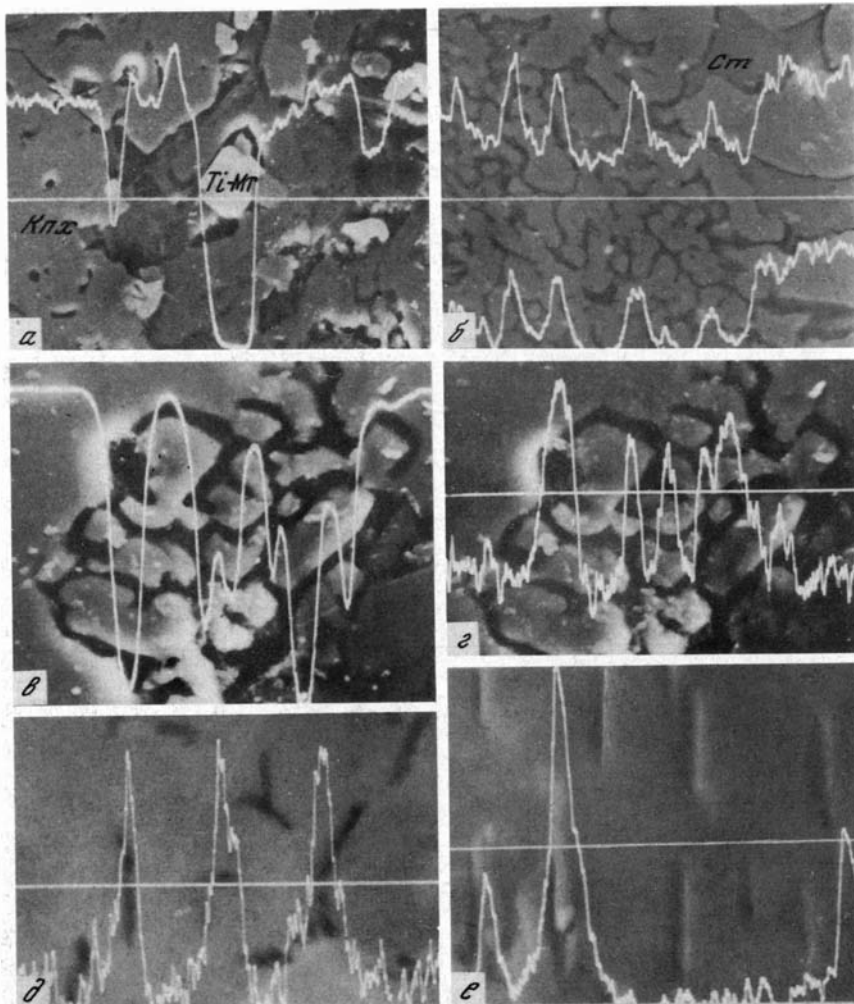


Таблица VIII. Эффекты плавления включений в базальтах Дариганги (а - г) и характер окисления оливина в ксенолите гранатового лерцолита, выделение богатой Fe шпинельной фазы (д - е)

а - контакт мегакристалла моноклинового пироксена с базальтом (справа), линейное распределение Si, обр. 687-7, увел. 800; б - "губчатая рубашка" вокруг мегакристалла моноклинового пироксена, линейные распределения Na (вверху) и K (внизу) обр. 675-102, увел. 1000; в - резорбированный край шпинели в лерцолите, линейное распределение Si, обр. 687-2, увел. 2000; г - то же (см. в), линейное распределение Fe, увел. 2000; д - изображение в поглощенных электронах, обр. 92/76, увел. 4000; е - изображение в отраженных электронах, линейное распределение Fe, обр. 92/76, увел. 4000

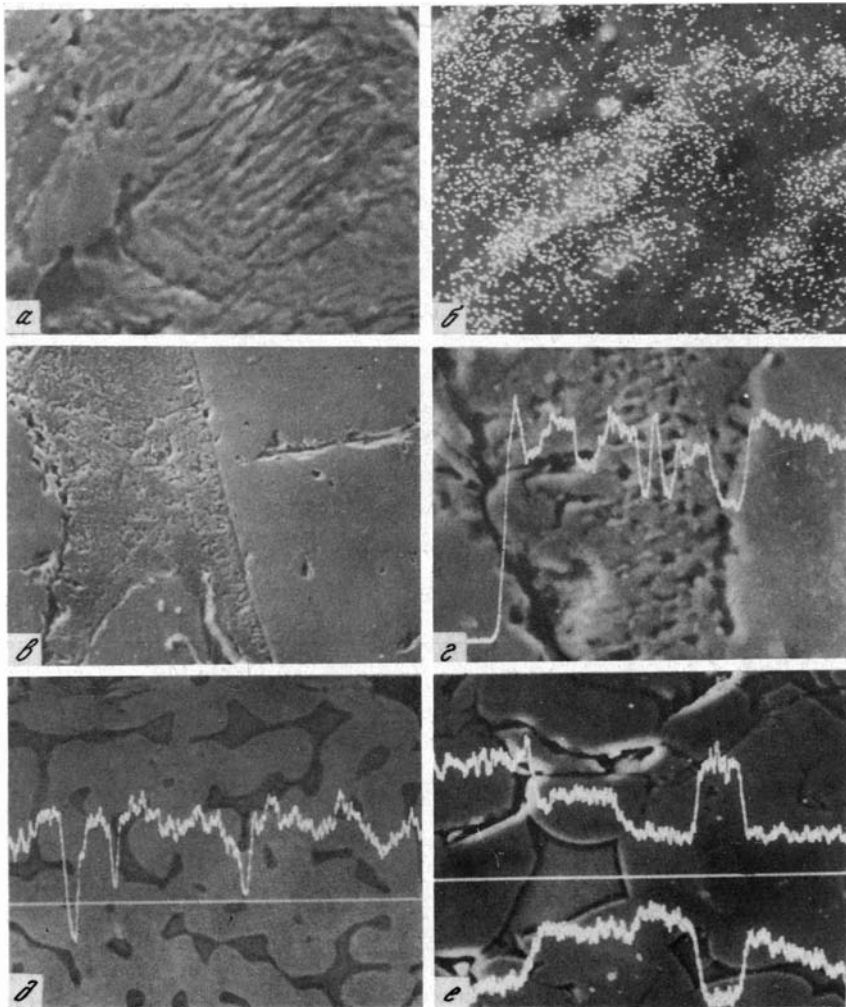


Таблица IX. Структуры проплавления ксенолитов пироксенитов "черной" серии

a – новообразованная шпинель в стекле, обр. 673-103, увел. 800; *б* – распределение Fe в зоне новообразованной шпинели, обр. 673-103, увел. 2000; *в* – зона плавления между шпинелью и моноклинным пироксеном, обр. 673-103, увел. 200; *г* – распределение Si по профилю через шпинель, стекло и моноклинный пироксен, обр. 673-103, увел. 800; *д* – распределение хрома по профилю, пересекающему проплавленную шпинель, обр. 680-104, увел. 600; *е* – распределение Fe (вверху) и Si (внизу) по профилю, пересекающему проплавленный моноклинный пироксен, обр. 680-103, увел. 800

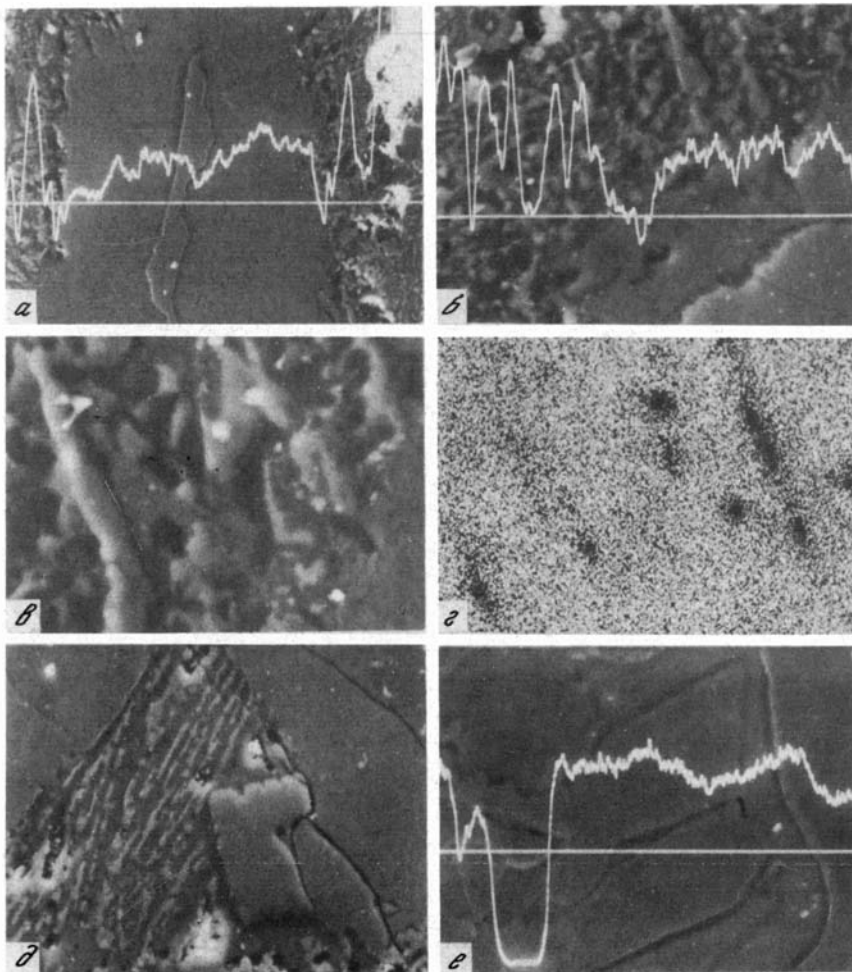


Таблица X. Реакционные каймы (кельфит) вокруг гранатов в ультраосновных включениях (обр. 687-эк и 675-100) и в мегакристаллах.

a — общий вид реакционной каймы вокруг граната в мегакристалле, линейное распределение Fe, обр. 489А-101, увел. 400, *б* — фрагмент каймы (см. *a*), линейное распределение Fe, обр. 489А-101, увел. 1280; *в* — участок каймы (см. *б*), обр. 489А-101, увел. 2000; *г* — то же (см. *в*), распределение Si; *д* — структура реакционной каймы (ориентированные выделения шпинели в матрице ромбического пироксена), обр. 687-эк, увел. 800; *е* — линейное распределение Si по профилю через реакционную кайму (состоящую из шпинели и ромбического пироксена) и гранат (справа), обр. 678-эк, увел. 2000

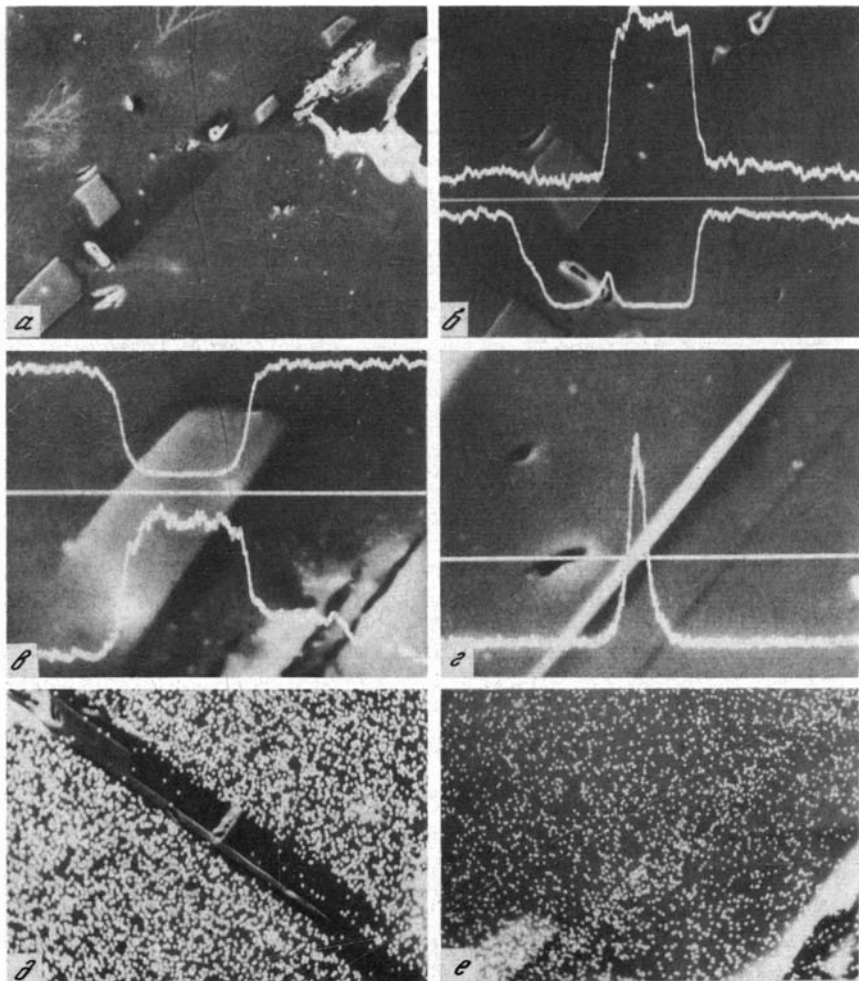


Таблица XI. Структуры распада в мегакристаллах моноклиновых пироксенов, обр. 672 (черный титанавгит)

a – вроски шпинели и ромбического пироксена, увел. 300; *б* – фрагмент *a*, линейное распределение Mg (вверху) и Ca (внизу), увел. 600; *в* – фрагмент *a*, линейное распределение Si (вверху) и Fe (внизу), увел. 2000; *г* – вросок ильменита, линейное распределение Ti, увел. 2000; *д* – ламельное срастание шпинели и ромбического пироксена, распределение Ca, увел. 400; *е* – другой участок того же кристалла (см. *д*), распределение Fe, увел. 800

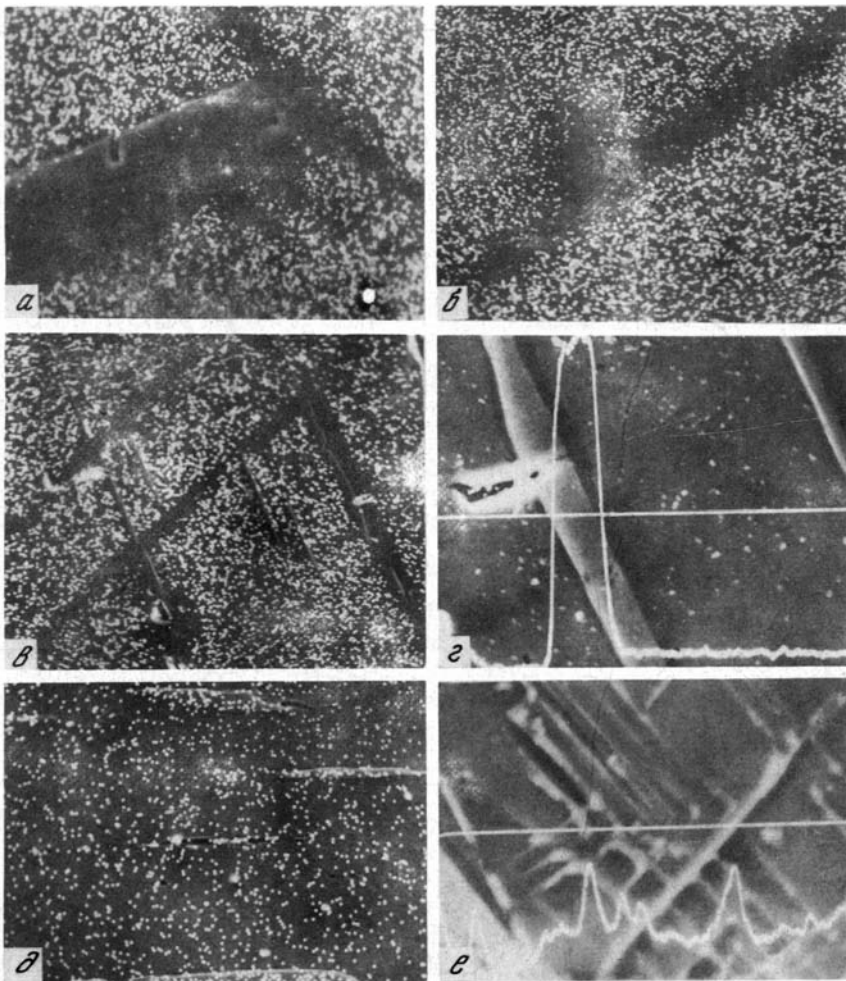


Таблица XII. Структуры распада в минералах ксенолитов пироксенитов "черной" серии

a – распределение Ca по моноклинному пироксену с ламеллями шпинели и ромбического пироксена, обр. 673-103, увел. 800; *б* – то же, увел. 2000; *в* – то же, увел. 200; *г* – распределение Al по профилю, пересекающему сросток ламеллей шпинели и ромбического пироксена в моноклинном пироксене, обр. 673-103, увел. 1000; *д* – распределение Fe по моноклинному пироксену с ламеллями шпинели, обр. 680-103, увел. 360; *е* – распределение Fe по профилю, пересекающему зерно шпинели с выделениями титаномагнетита, обр. 680-102, увел. 2000

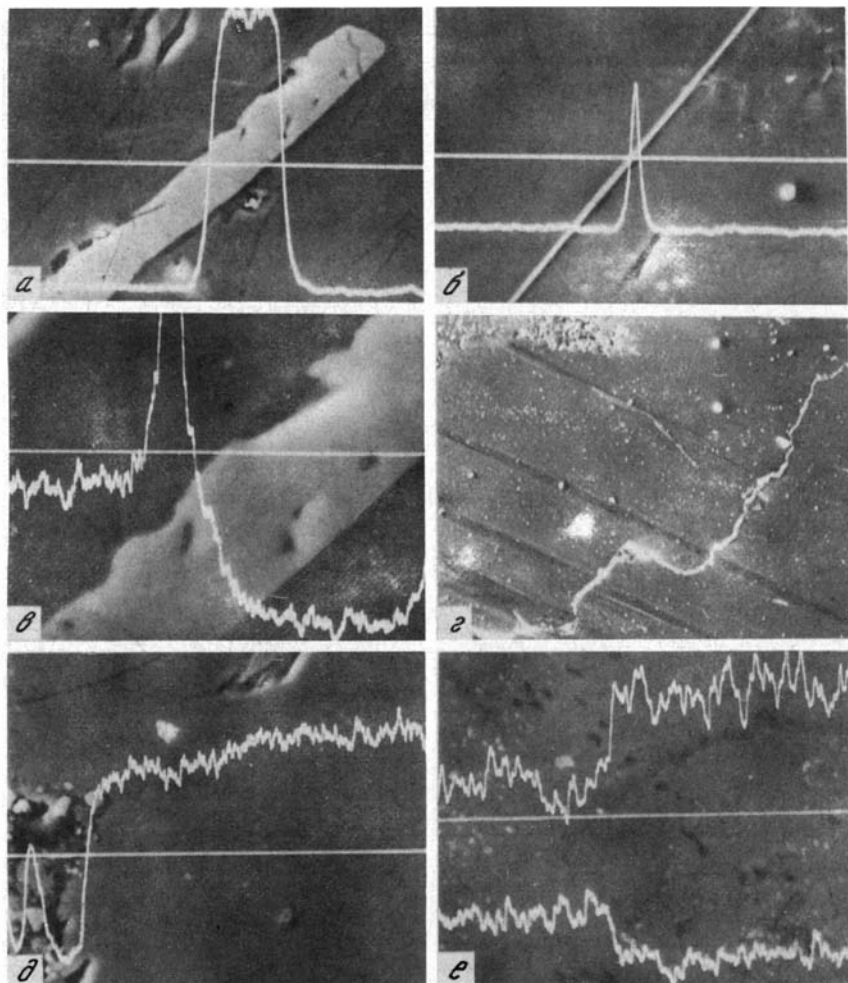


Таблица XIII. Неоднородности строения и состава мегакристаллов

a — кливажированный моноклинный пироксен, росток ильменита, линейное распределение Ti, обр. 673-100, увел. 800; *б* — то же (см. *a*), другой участок кристалла; *в* — росток ильменита и ромбического пироксена, линейное распределение Mg, обр. 673-100, увел. 2000; *г* — выделение ламелл ромбического пироксена в зеленом кристалле, обр. 687-9, увел. 200; *д* — черный пироксен, линейное распределение Mg в краевой зоне мегакристалла на контакте с базальтом, обр. 672, увел. 800; *е* — K-Na полевои шпат, линейное распределение Na (вверху) и K (внизу), обр. 680 ф, увел. 800

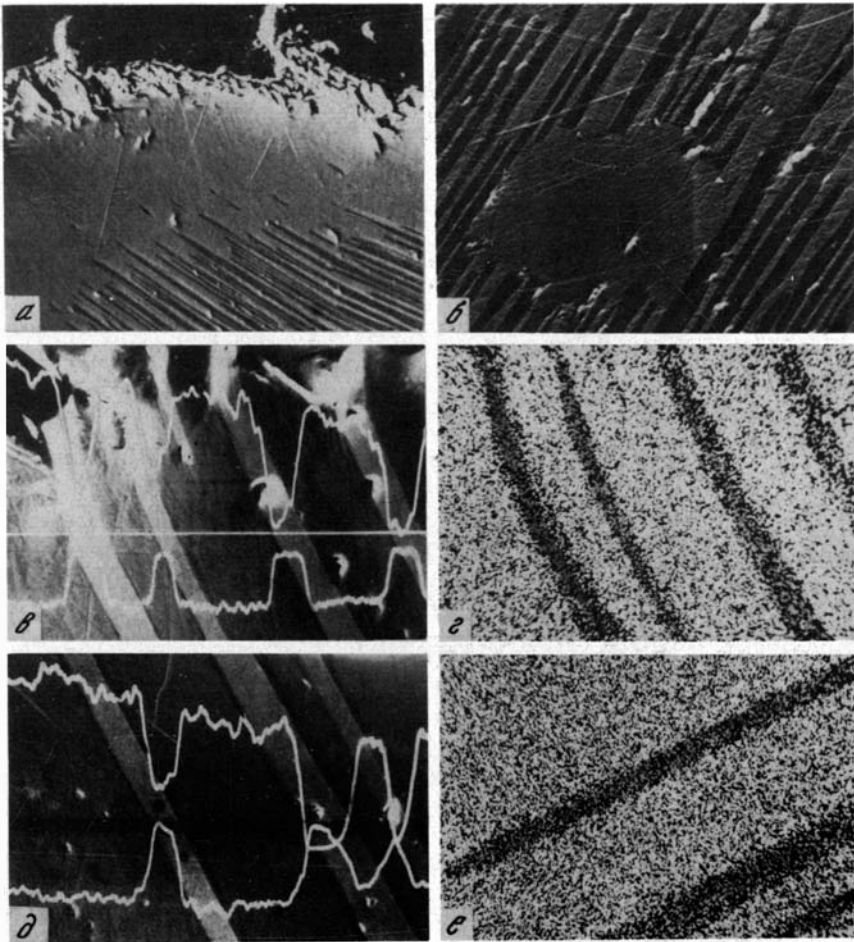


Таблица XIV. Структуры распада мегакристаллов ильменита, обр. 513 к

a – краевая зона кристалла, замещенная шпинельной фазой (темное – реликты ильменита), увел. 150; *б* – средняя часть кристалла (см. *a*), увел. 400; *в* – выделение шпинельной фазы, краевая зона кристалла, линейное распределение Ti (вверху) и Fe (внизу), увел. 400; *г* – тот же участок (см. *в*), распределение Ti; *д* – выделение шпинельной фазы (светлые ламелли), линейное распределение Ti (вверху) и Fe (внизу), увел. 400; *е* – тот же участок (см. *д*), распределение Ti

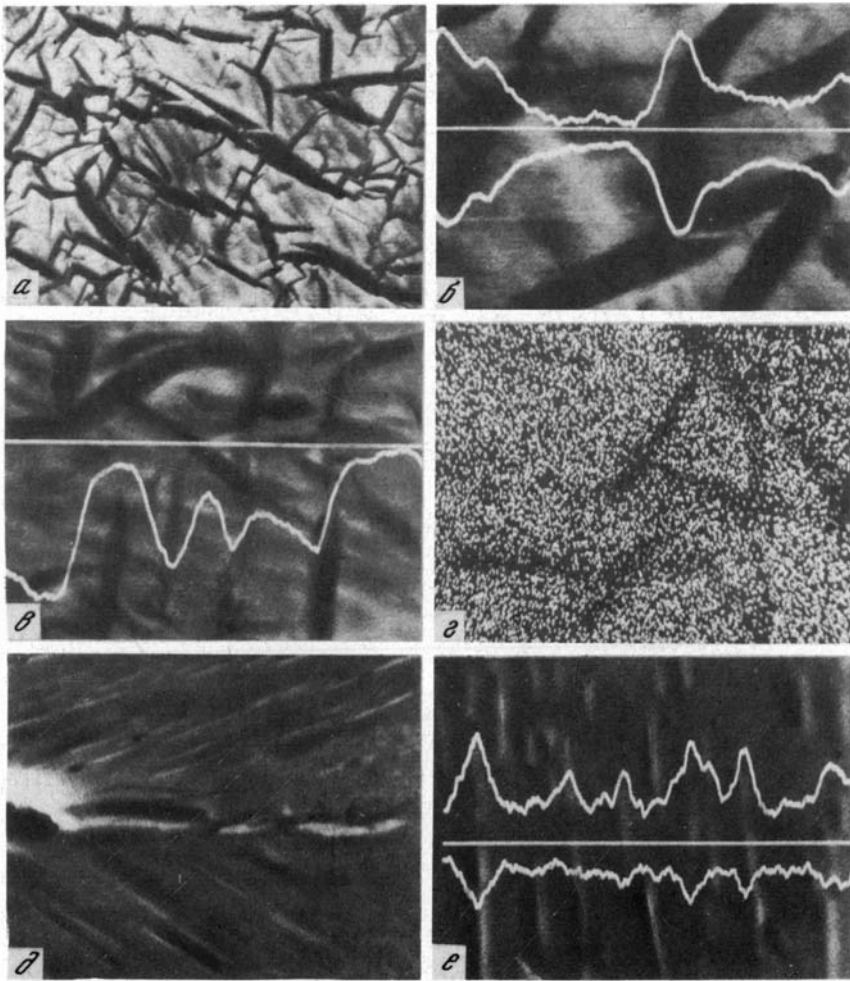


Таблица XV. Структуры распада мегакристаллов ильменита, (обр. 523)

a – выделение богатой Ti фазы (темное), увел. 2000; *б* – фрагмент (см. *a*), линейное распределение Ti (вверху) и Fe (внизу), увел. 4200; *в* – другой участок (см. *a*), линейное распределение Ti, увел. 4200; *г* – тот же участок (см. *в*), распределение Fe; *д* – граница блоков ильменита в мегакристалле, выделение ламелл шпинельной фазы, увел. 2100; *е* – выделение ламелл шпинельной фазы, линейное распределение Fe (вверху) и Ti (внизу), увел. 4000

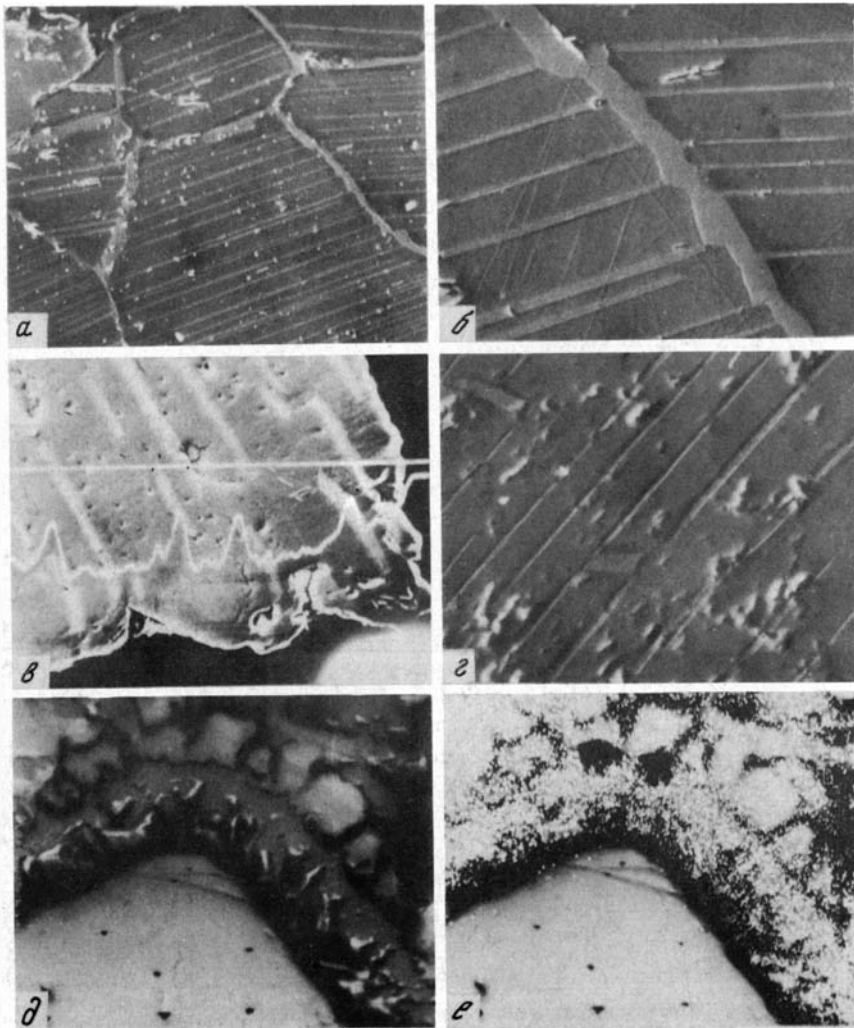


Таблица XVII. Структуры распада в мегакристаллах ильменита (а-с) и реакционная кайма моноклинного пироксена вокруг ксенокристалла кварца (д-е)

а, б — светлое — выделение шпинельной фазы, отчетливо видны границы блоков, замещенные шпинелью, обр. 697А, увел. 100 (а), увел. 400 (б); в — выделение ламелл шпинельной фазы, обр. 697А, увел. 800; г — выделение ламелл шпинельной фазы, краевая часть образца, линейное распределение Ti, обр. 533, увел. 300; д — изображение в поглощенных электронах, обр. 63/76, увел. 420; е — то же, распределение Са, увел. 420

областей кайнозойского вулканизма Монголии отражает близость их тектонической истории. В пределах Дариганги и Хангайского нагорья обнажены донижнерифейские комплексы, связанные с раннекаледонскими поднятиями. Эти области были подвержены герцинской складчатости, а позднее были вовлечены в мезозойскую активизацию, в процессе которой формировались многочисленные гранитоидные тела. Несомненно, что поздние этапы магматической активности затронули субстрат земной коры. Ранее мы обсудили смысл установленных высоких температур в низах коры ($\sim 800^\circ\text{C}$) [20]. Если глубинные метаморфические комплексы, представленные образцами ксенолитов, сформировались в докембри, то их устойчивость в ходе последующей тектоно-магматической активизации рассматриваемых областей (блоков земной коры) определено указывает на принципиальное сохранение в фанерозое континентальной коры.

Верхний разрез мантии до глубин ~ 70 – 80 км должен быть представлен существенно четырехфазовым лерцолитом (оливин, ромбический и моноклинный пироксены, шпинель). В подчиненном количестве присутствуют пироксениты, в том числе породы железисто-магнезиального типа ("черная" серия). Ультраосновное вещество верхней мантии (не только под Даригангой, но и под другими вулканическими ареалами) по своей природе, скорее всего, является метаморфогенным, что отражено в гетерогенном строении мантии, составе и некоторых закономерностях геохимической специализации ксенолитов. Например, скоррелированное поведение отношений Cr/Al и Fe/Mg в шпинелях свидетельствует об их приуроченности к метаморфическому типу, для которого при переходе к пироксенитовым разностям установлено постепенное обогащение минерала Al_2O_3 , MgO и уменьшение содержаний Cr_2O_3 , ΣFe [85]. В этих породах мантии происходит также метасоматическое преобразование, прежде всего на геохимическом уровне.

Однако при минералогической близости состава вещества верхней мантии под Хангаем и Даригангой в последнем районе отмечается тенденция в изменении состава в сторону "истощения" базальтоидными компонентами. Это наиболее четко прослеживается в ксенолитах западной и северо-западной частей плато, где максимально развиты лавы толеитового типа. Региональные различия в вещественном субстрате недр Монголии, по нашему мнению, являются отражением различной предыстории тектонического развития и современной геодинамики.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

Петрохимические и геохимические данные, преимущественное распространение среди включений мантийных ультрабазитов не оставляют сомнений в мантийном генезисе вулканических пород Дариганги. Однако необходимо решить два кардинальных вопроса, на которые ранее было обращено внимание [58]. Действительно ли базальтовые магмы Дариганги являются менее глубинными, чем магмы Центральной Монголии, и представляют ли собой толеиты, как и некоторые разновидности щелочных базальтоидов, продукты фракционной кристаллизации щелочнобазальтовой магмы?

Многочисленные находки в различных частях Дариганги гранатосодержащих мантийных включений и мегакристаллов граната со всей очевидностью свидетельствуют о сопоставимости глубин заложения магматических очагов под обеими сравниваемыми зонами вулканизма Монголии. Температуры равновесия гранат-шпинелевых лерцолитов из разных вулканических ареалов оказываются близкими, что свидетельствует об однотипном энергетическом режиме в области магнезиального образования. По нашим и литературным экспериментальным данным [13, 53, 91, 126], щелочнобазальтовая магма должна образовываться в результате частичного плавления лерцолита мантии при температуре 1200 – 1250°C и давлениях 15 – 25 кбар. С этими условиями хорошо согласуются оцененные PT -параметры равновесия гранат-шпинелевых лерцолитов.

Петро-геохимические данные показывают, что большая часть лерцолитовых включений как в базальтах Центральной Монголии, так и на Дариганге близка по составу к слабо дифференцированному продуктивному субстрату верхней мантии [96]. Дан-

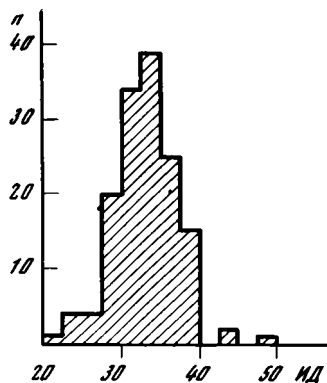


Рис. 40. Гистограмма распределения величин индекса дифференциации (ИД) вулканических пород Дариганги

ные по содержаниям РЗЭ, приведенные на рис. 19, не противоречат такому представлению. Вместе с тем исключительно важна роль процессов мантийного метасоматоза в формировании геохимического облика магмы. Эти вопросы рассматриваются в последние годы во многих публикациях. Источником такого преобразования мантийного вещества в твердом и жидком состоянии являются потоки флюидов, поднимающиеся из глубин Земли, которые следует рассматривать в качестве "транспортёров" и "аккумуляторов" большой группы некогерентных элементов и таких порообразующих, как Si, Ti, Fe, K.

Подробный петрологический анализ условий образования щелочных базальтов Центрального французского массива позволяет предполагать, что и в данном регионе выплавление базальтов происходило, скорее всего, из предварительно метасоматизированной мантии [117].

Недавно авторы настоящей работы на основании экспериментального изучения базальтов при давлениях свыше 30 кбар [14] рассмотрели условия формирования пород и магм, богатых калием [22]. По-видимому, ниже давлений, определяющих стабильность альбита относительно жадеита, частичное плавление и фракционирование расплавов не приводят к образованию калиевых расплавов. Первичные магмы, формирующиеся на глубинах до 100 км, всегда будут относиться к натриево или натрий-калиевому типу. Появление богатых калием магм обусловлено либо предварительным обогащением первичного твердого субстрата калием (при этом образуются флогопитоносные ультрабазиты), либо накопление калия и других коррелируемых с ним компонентов происходит при взаимодействии первичного натрий-калиевого расплава с глубинным флюидом.

Наши исследования показали, что вулканизм на Дариганге развивался по такой же "схеме", как и в пределах БРЗ (например, в Тункинской впадине [59]) или в Сихотэ-Алине [5]. Ранний, миоценовый, этап излияний слабощелочных и толеитовых магм привел к образованию обширных покровов и плато. Позднее сократились объемы вулкаников и площадь излияний, а лавы стали более щелочными. Показательны соотношения составов толеитовых и щелочнобазальтовых пород. Они не настолько контрастны, как толеиты океана или океанических островов и щелочные базальтоиды островов и континентов. В рассматриваемых районах проявления вулканизма широко распространены так называемые переходные группы пород, обладающие многими геохимическими чертами как толеитов, так и щелочных базальтоидов. Примером тому могут служить кайнозойские вулканиды Джидинского района. Для них установлено, что по некоторым макро- и микрокомпонентам (K, Na, Rb, Li, Ba, Sr, Nb, Ta, Zr, Hf) породы идентичны континентальным щелочноливиновым базальтам, тогда как по величине отношения K/Rb, Ba/Sr, Zr/Hf они близки к океаническим толеитам [1].

Толейты вулканических ассоциаций Дариганги, Прибайкалья и многих других континентальных ареалов вулканизма близки к щелочным базальтоидам этих же ассоциаций по высоким содержаниям Ti, K, P, большой группы рассеянных элементов, в том числе легких лантаноидов (см. рис. 19). Свидетельствует ли эта петро-геохимическая близость о генетическом единстве всей ассоциации, т.е. является ли одна группа производной другой группы, например, в результате кристаллизационной дифференциации? Нам представляется, что появление каждой из этих групп связано с разными этапами и процессами магмообразования в близких физико-химических условиях, т.е. толеиты и щелочные базальтоиды — продукты различных по составу первичных магм. Об этом свидетельствует исключительно малый диапазон изменчивости

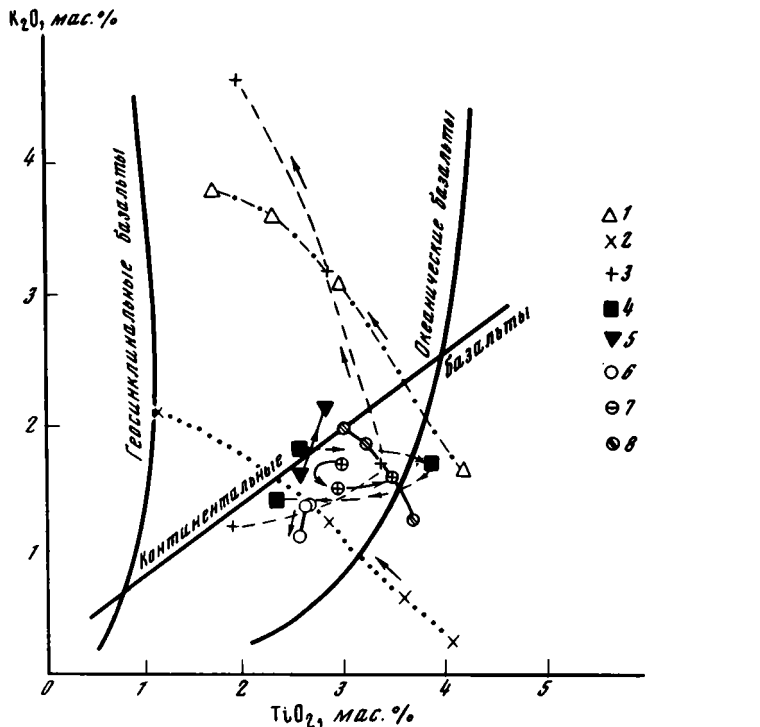


Рис. 41. Тренды в изменении содержаний K_2O и TiO_2 в магматических сериях Дариганги и океанических островов

1 — о-в Росс; 2 — о-в Папа-Нуи; 3 — о-в Гоф; 4 — Дариганга, север, по [58]; 5 — Дариганга, юг, по [58]; Дариганга, данные авторов: 6 — оливиновый базальт → кварцевый толеит; 7 — щелочной оливиновый базальт → муджиерит, 8 — базанит → нефелиновый муджиерит

индекса дифференциации для всех вулканитов Дариганги (рис. 40). Это же подтверждается и близкими содержаниями ряда малых компонентов (см. табл. 1) во всех выделенных петрохимических типах. На диаграммах Харкера для средних составов всех типов пород видно, что справедливо предположение о существовании трех слабо дифференцированных групп первичных магм: нормальной щелочности, умеренной щелочности и щелочнобазальтовых. Все эти группы по Fe/Mg и Ni/Co отношениям относятся к первичным мантийным дериватам [62, 135]. На диаграмме $TiO_2 - K_2O$ (рис. 41) дифференцированные серии островов Росс, Папа-Нуи, Гоф [68] характеризуются трендами накопления K с уменьшением содержания Ti . Для выделенных нами трех магматических групп Дариганги соотношения в "коротком" дифференционном ряду обратные.

Еще раз подчеркнем, что толеитовые породы Дариганги являются в целом более ранними и относятся к началу вулканического цикла в этом районе. Уже поэтому трудно представить себе толеиты в качестве дифференциатов щелочнобазальтовой магмы. На диаграммах (рис. 42) отчетливо видны разные тренды изменчивости состава в группах щелочных базальтоидов и толеитов.

Особенно ярко это иллюстрируется диаграммами "степень окисленности — SiO_2 , $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$, $TiO_2 - SiO_2$ ".

М.М. Саттаров выполнил прямые измерения ликвидусных температур при атмосферном давлении в 11 образцах пород Дариганги — представителях всех выделенных нами петрохимических групп, от кварцевого толеита до нефелинового гавайита. Результаты были нанесены на диаграмму, использованную К. Тилли и др. [158] (рис. 43) для де-

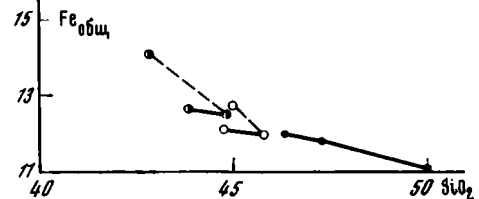
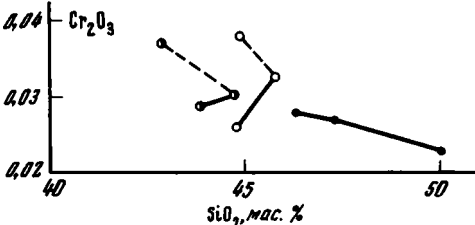
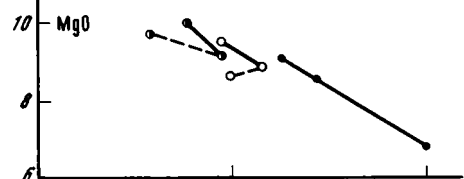
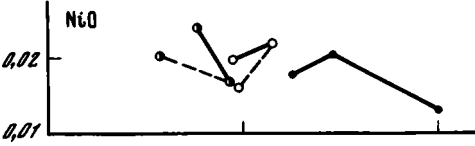
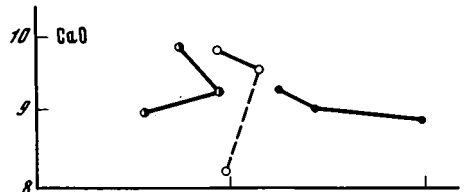
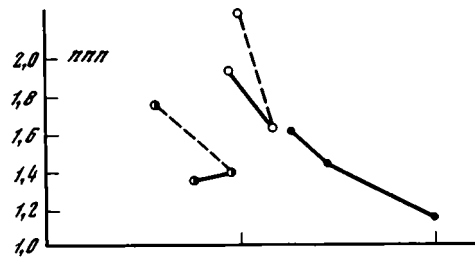
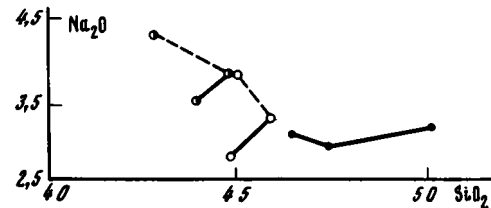
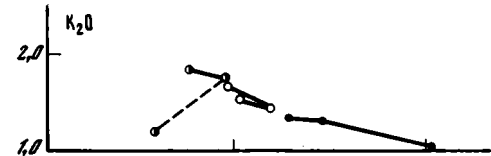
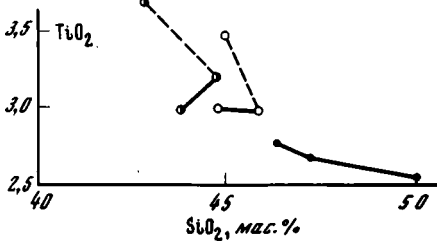
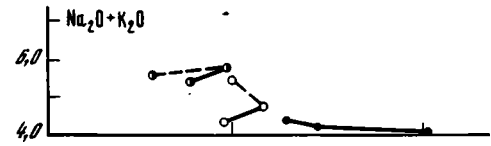
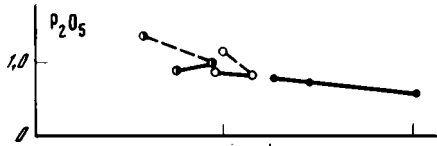
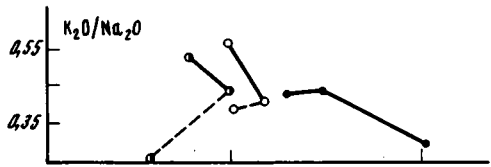
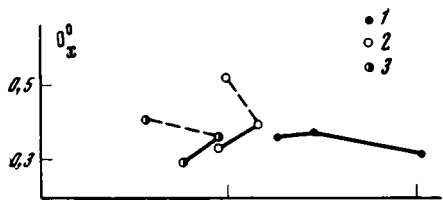


Рис. 42. Петрохимические характеристики базальтов Дариганги в зависимости от изменения в них содержания SiO_2

1 - группа толеитов; 2 - группа щелочных оливиновых базальтов; 3 - группа базанитов. O_x^0 - степень окисления Fe^{3+} ($\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$), в ат. кол.; $\text{Alk} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})$; K_α - коэффициент аптаитности $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$, в молек. кол.

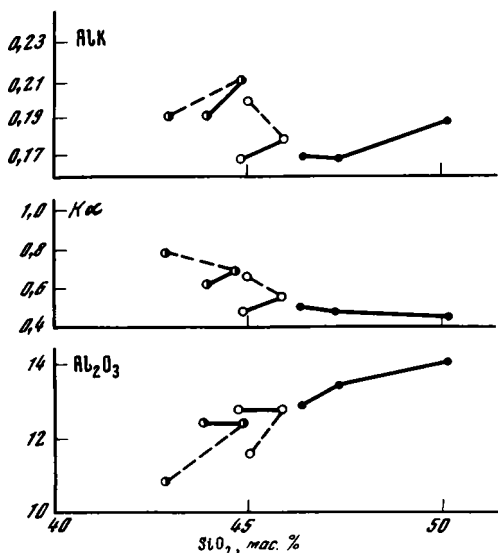


Рис. 42 (окончание)

глубинного фракционирования привлекаются геохимические данные о коэффициентах распределения некоторых элементов между сосуществующими минералами и расплавом. Обсуждая возможную природу эволюции магмы, излияния которой сформировали молодые щитовые вулканы на о-ве Реюньон, Дж. Ладден использовал расчетные тренды вариации следующих пар элементов в расплавах La–Yb, La–Ce, La–Ta, La–Sc и др., обусловленные фракционированием оливина, моноклинного пироксена и котектических ассоциаций минералов [142]. На рис. 44–47 показаны предсказанные тренды фракционирования и геохимические данные для базальтов Дариганги. По этим диаграммам можно с уверенностью заключить, что магмы даригангского ареала испытали фракционную кристаллизацию оливина и, возможно, моноклинного пироксена (по соотношению La–Sc). Однако если принять во внимание, что средний состав магмы под Даригангой соответствует умеренно-щелочному типу (гавайиту), то базинитовая и толеитовая группы должны рассматриваться в едином ряду как комплементарные производные процесса фракционной кристаллизации исходной магмы. Такому выводу противоречат тренды вариаций некоторых петрогенных элементов, показанные на рис. 42. Действительно, кристаллизация оливина должно заведомо приводить к уменьшению в расплаве содержания магния, никеля и увеличению кальция и щелочей. Однако, как видно из приведенных диаграмм, наряду с Mg и Fe концентрация Ca монотонно уменьшается от базанитов к толеитам; группы базанитов и щелочнооливиновых базальтов по содержанию никеля почти не различаются. Невозможно объяснить фракционированием оливина и моноклинного пироксена наблюдаемые вариации по группам раздельного и суммарного содержания щелочей и соотношения K_2O/Na_2O .

Мы полагаем, что соответствие аналитических данных и расчетных трендов фракционирования оливина можно объяснить тем, что данные расплавы действительно были равновесны с оливином, входящим в состав кристаллического остатка (рестита) от выплавления магмы, а не кристаллизующимся из нее. В этом случае, рассматривая приведенные пары элементов как "когерентные" в системе "расплав–оливин" (такой подход был осуществлен в [142]), мы получим искомое соотношение. Данный пример, по нашему мнению, ярко иллюстрирует принцип конвергенции в петрологии и неоднозначность интерпретации фактических результатов.

По химическим составам сосуществующих в лавах титаномагнетитов и ильменитов можно оценить температуры их кристаллизации, а также летучесть кислорода. По данным изучения минералов обр. 501/79 (см. гл. II), состав титаномагнетита соответство-

монстрации корреляции между ликвидусными температурами и железистостью пород дифференцированных толеитовой и щелочнобазальтовой серий Гавайских островов. Видно, что базальты Дариганги плавятся в очень узком диапазоне температур ($1200 \pm 10^\circ C$), вариации железистости незначительны. Соотношения "Тликвидус – железистость" для изученных образцов близки к таковым для обеих гавайских серий, хотя в отличие от последних при данной температуре толеиты оказываются более железистыми, чем щелочные разности. Эта диаграмма отчетливо свидетельствует о недифференцированном (по представлению фракционной кристаллизации) характере различных петрохимических типов магм Дариганги.

Известно, что во многих петрологических работах для обоснования механизма

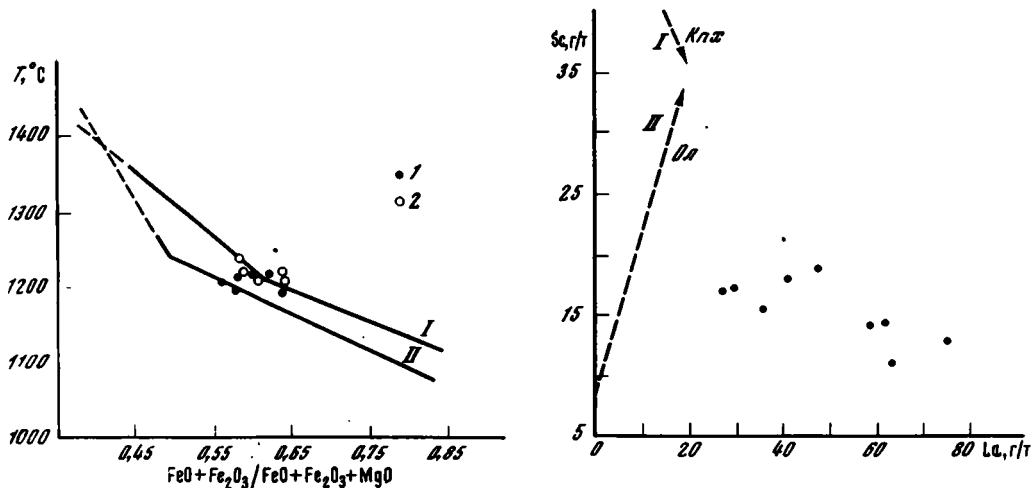


Рис. 43. Зависимости температур плавления ($T_{\text{ликвидус}}$) лав Дариганги от железистости пород 1 — щелочные базальты Дариганги; 2 — толеиты Дариганги, I и II — вариационные линии толеитовой и щелочно-базальтовой серий Гавайских островов, по [158]

Рис. 44. Содержания Sc и La в базальтах Дариганги

I и II — расчетные тренды скоррелированного изменения содержаний Sc и La в базальтах при фракционной кристаллизации моноклинового пироксена Kpx и оливина Ol соответственно, по [142]

ет Mt_{35} $Шп_{65}$, а ильменит может быть представлен в виде $Il_{9,4\pm 1}Gem_{6\pm 1}$. Известные диаграммы [79, 83] показывают, что минералы таких составов равновесны при температурах 1050–1100°C и $f_{O_2} \approx 10^{-11}$ бар. Этот результат полностью согласуется с f_{O_2} - T -условиями кристаллизации базальтовых лав, обобщенными в [81]. Установленные параметры соответствуют буферу кварц-магнетит-фаялит в близповерхностных условиях, и, по данным С. Хаггерти и Л. Томпкинса [129], на глубине генерации базальтовых магм в областях континентального щелочнобазальтового вулканизма ($P \approx 30$ кбар) отвечают некоторому снижению окислительного потенциала.

Для толеитов и щелочных базальтов Гавайских островов недавно были приведены доказательства существования различных мантийных источников, которым присущи различные геохимические и изотопные параметры [118]. Переход от толеитов к щелочным базальтам вызван смешением мантийных расплавов в изменяющихся тектонических и физико-химических условиях. Предполагалось изменение окислительно-восстановительных условий (снижение окислительного потенциала и увеличение доли восстановленных компонентов флюидов).

Геологические данные свидетельствуют о закономерном изменении состава изливающихся лав в субплатформенных условиях от толеитового к щелочному, а в последнем — от натриевого к калиевому (т.е. происходит последовательное накопление в расплаве калия по сравнению с натрием) [5]. При этом генетическая автономность толеитовых и щелочных базальтов хорошо подтверждается геологическими данными. Кайнозойские базальты в окрестностях Калгана (КНР), примыкающие к южному краю обширного ареала базальтового вулканизма, который на северо-западе включает плато Дариганга, также подразделяются на две серии: нижнюю толщу лав (ханорбский комплекс) составляют субщелочные базальты, тогда как на долю щелочных базальтов (верхняя толща) приходится меньшая часть всего объема вулкаников [66]. Щелочнобазальтовый вулканизм проявился только в виде извержений центрального типа — вулканических конусов, насаженных на мощный лавовый цоколь. Ксенолиты и включения здесь, как и на Дариганге, приурочены исключительно к щелочным базальтоидам.

Рис. 45. Содержания Ce и La в базальтах Дариганги

Сплошная линия — расчетный тренд изменения содержаний Ce и La в базальтах при фракционной кристаллизации оливина; пунктир — то же, при котектической кристаллизации оливина, моноклинового пироксена, плагиоклаза, магнетита, по [142]

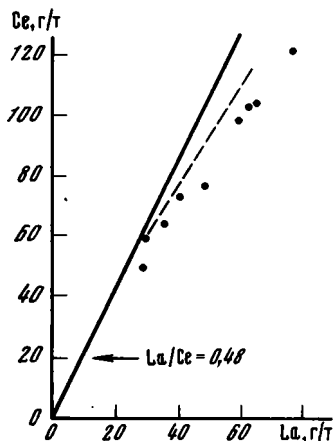


Рис. 45

Рис. 46. Содержания Th и La в базальтах Дариганги

Линией показано соотношение Th и La при фракционной кристаллизации оливина, по [142]

Рис. 47. Содержания Ta и La в базальтах Дариганги

Линией показано соотношение Ta и La при фракционной кристаллизации оливина, по [142]

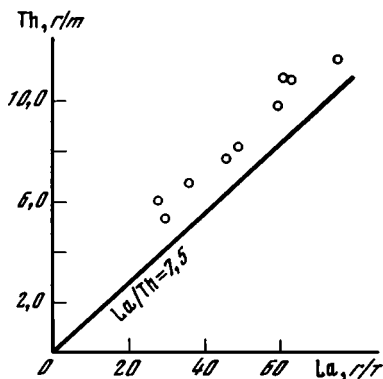


Рис. 46

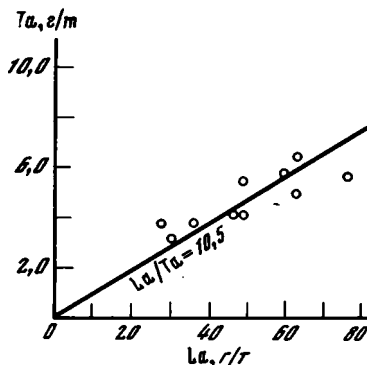


Рис. 47

Итак, независимые и последовательные проявления толентового и щелочнобазальтового вулканизма на Дариганге — это закономерное явление в зонах континентальной тектоно-магматической активизации.

Следует обращать внимание на то, что северная и северо-западная части базальтового плато размещены в области с раннепалеозойской континентальной корой в отличие от остальных (центральных и южных) районов Дариганги, где континентальная кора имеет более продолжительную историю развития, начинающуюся с докембрия [48]. Возможно, эти участки земной коры консолидированы по-разному, что отразилось на появлении различных петрохимических типов магм. В этом отношении заслуживает внимания тот факт, что типичные насыщенные кремнеземом базальты с нормальной щелочностью (в работе они описаны как кварцевые толенты) были установлены, за исключением одного случая, только в пределах северо-западной части плато; все остальные типы — от субщелочных базальтов до базанитов — распространены более или менее равномерно по всей изученной площади. К сожалению, отсутствие геофизических данных не позволяет нам достаточно уверенно говорить о мощностях земной коры под различными участками плато; мы можем лишь высказать предположение, что мощность его северной и северо-западной частей, скорее всего, меньше, чем южных.

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ДАРИГАНГИ.
НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОДИНАМИКИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ**

В некоторых работах подчеркивается резкое отличие тектоно-магматического развития Западной и Восточной Монголии [70, 103], граница между которыми проходит примерно по меридиану 105° в.д. Указывается, что основные различия заключаются в интенсивности и контрастности тектонических движений, масштабах проявления кайнозойского вулканизма и сейсмичности. Действительно, различия в развитии рассматриваемых структур существовали еще в докайнозойское время. Так, в мезозое наиболее активной была восточная часть Монголии, где широко проявились процессы гранитообразования и вулканизма [70]: мощность вулканогенно-осадочных отложений здесь примерно в два раза больше, чем в Западной Монголии. Несмотря на то что в кайнозое тектоническая активность резко сместилась на запад, эндогенная активность коры в Западной Монголии по-прежнему осталась низкой и глубинный мантийный магматизм проявился только в виде базальтовых излияний. В Западной Монголии, сложенной преимущественно континентальными терригенными отложениями, ее высокая сейсмичность и высокогорный рельеф обусловлены сводово-глыбовыми движениями по различно ориентированным разломам.

Во многих работах показано, что различия в кайнозойской тектоно-магматической активности разных частей Монголии связаны с неодинаковым состоянием верхней мантии, а именно с активным внедрением горячего мантийного диапира под Западной Монголией и Байкальской рифтовой зоной.

Однако в настоящее время закономерно поставить вопрос: настолько ли контрастны эти глубинные процессы и условия под западной и восточной частями Монголии? Прежде всего следует пересмотреть границы кайнозойского вулканизма на восточном фланге Центральной Монголии, установленные ранее [58], переоценить в сторону увеличения масштабы миоплиоценового вулканизма к югу от Улан-Батора, в районах аймака Мандал-Гоби, а также сомонов Гурван-Сайхан, Ундур-Шил, где на площади более 1000 км^2 сохранились десятки центрально-вулканических аппаратов с кайнотипными вулканитами, в изобилии содержащими свежие ксенолиты мантийных и коровых пород, мегакристаллы моноклиновых пироксенов, полевых шпатов, рудных минералов и слюды. По петрохимическим признакам вулканиты этих районов близки к базальтам Дариганги. Лавовые потоки и покровы сохранились здесь лишь в отдельных участках, слагающие их породы относятся к толеитовому типу. Видимо, такая сохранность вулканитов обусловлена сильным изменением всей морфоструктуры района в результате смены знака движений.

Можно полагать, что в миоплиоцене щелочнобазальтовый вулканизм происходил на фоне восходящих движений земной коры и был приурочен к поднятиям. Такое гипсометрическое положение изверженных пород способствовало их быстрому эрозионному разрушению. Инверсия движений (или изменение темпа подвижек различных блоков?) произошла значительно позднее, возможно, на границе плиоцена и плейстоцена, когда начался последний, современный этап неотектонической и магматической активизации на всей территории Центральной Азии. Дариганга также "пережила" разные стадии тектонического развития в позднем кайнозое. Вулканизм здесь начался, по-видимому, еще до того, как поднятие стало геоморфологически выраженным. Об этом свидетельствуют неогеновые осадки, подстилающие базальты в западной части плато. Период поднятия плато Дариганга относится к постплиоценовому времени [30, 103], когда основные излияния уже сформировали лавовый цоколь.

Следовательно, можно утверждать, что и в пределах Восточной Монголии позднекайнозойские движения носили контрастный характер, но, бесспорно, имели значительно меньшую амплитуду, чем на западе. При этом "в расположении положительных и отрицательных новейших и древних структур нет сходства" [30, с. 171]. Можно согласиться с авторами, утверждавшими, что "новейший динамический процесс, соз-

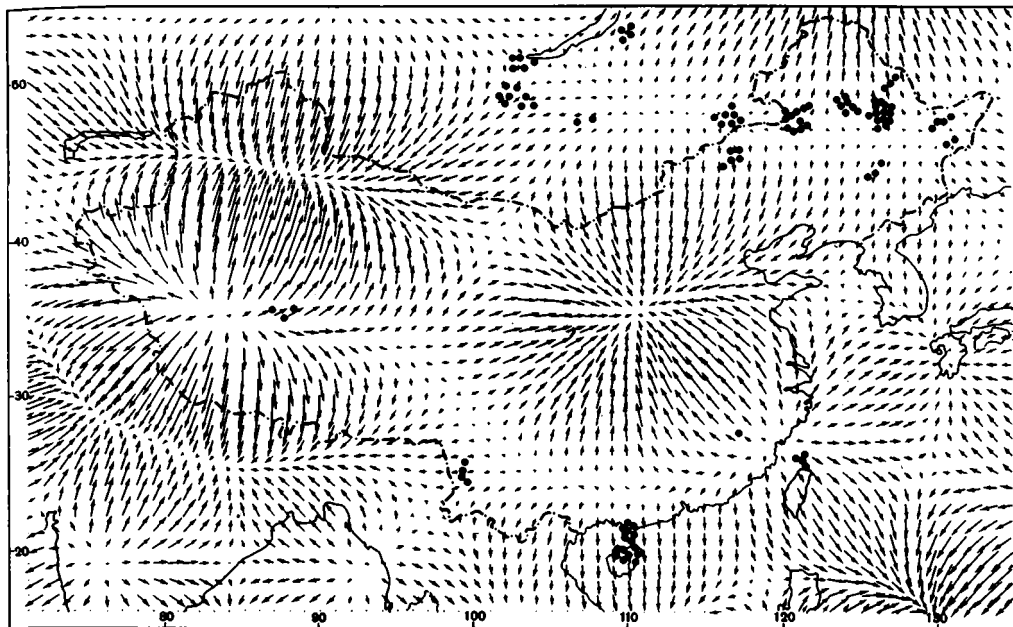


Рис. 48. Схема подлитосферных течений в пределах Азии, по [140]

Области расходящихся стрелок – подъем вещества или восходящая ветвь течений; области сходящихся стрелок – нисходящая ветвь течений. Черные кружки – районы кайнозойского базальтового вулканизма, по [140] и по авторам. Штрих-пунктиром околнурена территория КНР

давший морфоструктурный план Монголии, был симметричным, устойчиво направленным [106, с. 47].

Причиной этой кайнозойской активизации, сопровождаемой базальтовым вулканизмом, послужили динамические процессы в верхней мантии, охватившие обширнейшие районы Центральной Азии. Для такого суждения имеются следующие основания. Выше мы отмечали временную синхронность изменения характера тектонического развития Восточной и Западной Монголии. Однотипность развития вулканизма в различных вулканических ареалах Азии, несомненная мантийная природа базальтовых магм, минералогическое и геохимическое сходство глубинных включений также свидетельствуют в пользу единой по своей природе энергетической активности подлитосферной верхней мантии в магматогенных структурах. Вероятно, также, что как позднемезозойская активизация в Восточной Азии явилась звеном "глобального процесса общей перестройки структуры земной коры и грандиозного выделения термальной энергии, который Земля пережила в мезозое" [106, с. 99], так и миоцен-плиоценовая вспышка вулканизма на Дариганге была очаговым проявлением глобального возбуждения верхней мантии. Может быть, это указывает на синхронность конвективных течений в глубоких недрах Земли, например в рамках упрощенной модели Ранкорна [155] или других геофизиков [42, 101].

В серии работ была дана интерпретация гравиметрических данных, полученных со спутников. Если принять, что региональные гравитационные аномалии вызваны гравитационной мантийной конвекцией, то согласно принятой модели можно рассчитать характер течений для всей Земли. Такие расчеты были выполнены ранее Х. Лиу [139–141] и подтверждены недавно Р. Фу и П. Хуангом [123] в приближении Ранкорна. Результаты интерпретации для Азии [140] показаны на рис. 48. Стрелками обозначены направления течений (по Х. Лиу – характер напряжений в литосфере) в подлитосферной мантии. Отчетливо видны области мантийного диапиризма (восходящая ветвь

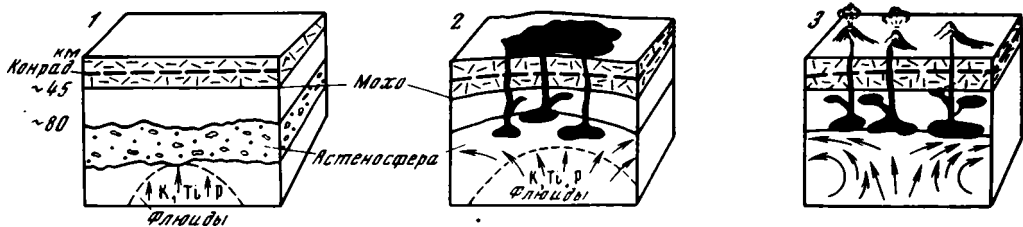


Рис. 49. Модель мантийного магнеобразования в тектонических структурах типа плато Дариганга
 1 — стадия существования нормальной астеносферы и подтока вещества "аномальной" мантии; 2 — стадия динамического воздействия аномальной мантии на астеносферу, отделение первичных слабощелочных и (или) магм нормальной щелочности (образование первичных магматических очагов), трещинных излияний, 3 — стадия растекания вещества астеносферы, ассимилировавшего компоненты "аномальной" мантии, образование вулканических центров, излияние щелочных магм, обогащение K, Ti, P

мантийного вещества) и нисходящих движений. С субширотной зоной подъема легкого и горячего субстрата верхней мантии, пересекающей северо-восточный Китай и большую часть Монголии, несомненно, связаны области кайнозойского вулканизма этого региона Азии. Конечно, приведенная картина предельно генерализована, но в самых общих чертах она, вероятно, может объяснить одновременность эндогенной мантийной активности и поверхностной тектоники в глобальном масштабе. Кроме того, в рамках принятых допущений (т.е. в модели конвекции вещества мантии) очевидна автономность тектоно-магматической активизации в различных регионах и ее обусловленность внутренними источниками.

Формы поверхностного выражения динамики мантии определяются, по-видимому, строением и состоянием литосферы, сформированной в ходе ее предшествующего развития в каждом регионе. Так, более жесткая литосфера Западной и Центральной Монголии трансформировала энергию воздымающейся мантии в интенсивные тектонические движения, создавшие современный расчлененный высокогорный рельеф. В Восточной Монголии, где в мезозое литосфера отличалась высокой эндогенной активностью (процессами гранитообразования), энергия аномальной мантии "гасилась" или частично поглощалась литосферой, что обусловило здесь относительно малоамплитудные тектонические движения, отнюдь не свидетельствующие о низкой эндогенной активности мантии. Слова "аномальная мантия" следовало бы брать в кавычки. Фактически нигде в глубинах Земли не отмечаются области спокойной мантии, а термин "аномальная мантия" должен быть отнесен к областям мантийного диапиризма как восходящего потока вещества.

В рамках идей о разноглубинных источниках мантийных магм, смешении последних, потоках глубинных флюидов, метасоматически перерабатывающих мантийный субстрат и изменяющих эндогенную активность разных глубинных уровней Земли, мы рассматриваем модель подастеносферной конвекции и взаимодействие глубинного мантийного диапира прежде всего с нормальной астеносферой — областью инициально частичного плавления лерцолита верхней мантии. Динамика этого взаимодействия должна определять петрохимический тип образующейся магмы, ее геохимический облик, а также характер тектонических движений литосферных блоков. Если диапир медленно взаимодействует с астеносферой, не вызывая интенсивного растекания астеносферного субстрата, это должно приводить к более сильному прогреву подкорковых слоев мантии, более энергичному взаимодействию первичного расплава с глубинным материалом, обогащенным литофильными и щелочными компонентами. Этот случай, вероятно, реализуется, скорее всего, в структурах Центральной Монголии, где базальты и лерцолиты мантии в большей степени обогащены указанными компонентами.

При более динамичном воздействии диапира на астеносферу, сопровождаемом растеканием астеносферного субстрата, в первую очередь будет отделяться первичный расп-

лав, соответствующий толеитовому или умеренно-щелочному типу натрий-калиевых магм. Энергия диапира не в такой мере, как в первом случае, передается в литосферу, и ее субстрат прогревается в меньшей степени. Возможно, этот вариант реализован в пределах Дариганги, где последовательно развиты толеитовые и натрий-калиевые типы магм, а лерцолитовые включения равновесны при более низкой температуре, чем ультрабазиты Хангая.

Учитывая блоковый характер литосферы и различия в строении и геологической истории развития блоков, естественно допустить глубинную гетерогенность системы "конвектирующая мантия—астеносфера—литосфера", что должно объяснить все разнообразие регионального проявления магматической и вулканической деятельности Земли. При этом следует ожидать не только скачкообразное распределение температур в глубинах Земли, но и появление участков с геотермическим градиентом разного знака (см. рис. 35).

Локальный разогрев субстрата в ограниченном диапазоне глубин может быть связан с особенностями взаимодействия "струй" аномальной мантии с астеносферой и нижними слоями литосферы.

Нам представляется, что ксенолиты в базальтах дают вещественные доказательства возможности и реальности достаточно интенсивной динамики верхней мантии. Группа текстурированных шпинелевых лерцолитов, реакционные каймы вокруг гранатов, особенности структур минералов "черных" пироксенитов, наличие разнообразной группы мегакристаллов свидетельствуют о высокоградиентных температурных участках в верхней мантии, о достаточно быстрых изменениях химического и минерального состава глубинного субстрата в таких зонах, создающих неповторимую картину чрезвычайно мозаичного "вещественного поля" в магматогенных структурах.

Растекание вещества астеносферы может "погасить" энергию подъема диапира, что резко снизит амплитуду вертикальных движений литосферы. Схематичное изображение рассмотренных вариантов приведено на рис. 49.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение особенностей кайнозойского вулканизма в юго-восточной части Монголии показало, что тектоно-магматическое развитие этого региона является частным, но характерным элементом активизации Центральной и Восточной Азии. Нам было важно установить закономерности проявлений вулканизма и временные соотношения различных петрохимических групп в этой области. Продукты вулканизма и особенно разнообразные типы глубинных включений служат надежными индикаторами вещественного состава глубинных зон и процессов эволюции глубинного субстрата. Парадоксальная на первый взгляд ситуация – активная магматическая деятельность в позднем кайнозое при отсутствии возбуждения в верхней мантии – находит по геофизическим, и прежде всего гравиметрическим, данным свое объяснение в различной динамике взаимодействия конвектирующих глубинных масс вещества с вышележащими астеносферой и литосферой в различных частях Монголии. Возможно, это различие унаследовано от предшествующих эпох активизации, когда Восточная и Западная Монголия также развивались автономно и достаточно контрастно по характеру магматизма и тектонических движений.

В этом отношении мы полностью разделяем мнение Н.А. Флоренсова и С.Д. Хилько: "Неравномерность... в развитии восточной и западной частей Монгольской неотектонической структуры... унаследована от геологического прошлого" [106, с. 48].

Все своеобразие тектоно-магматического развития каждого рассматриваемого региона определяется динамическими и структурными факторами триады "конвектирующая мантия–астеносфера–литосфера". Такая точка зрения приводит нас к убеждению об определяющем влиянии эндогенных источников на геодинамику каждой активной структуры Земли. Поэтому в данной работе не рассматривались гипотезы тектоно-магматического развития Центральной Азии в кайнозое с позиций тектоники плит и прежде всего как результат предполагаемого столкновения Евразии с Индией [47, 149]. Раньше было показано, что, согласно таким представлениям, проблемы внутриконтинентальной тектоники и вулканизма не получают должного решения [33, 49, 106].

В работе мы не касались таксонометрического определения геотектонической структуры Дариганги. Для Центральной Монголии в целом тектонический режим вулканизма был определен как предрифтовый [98]. Действительно, в ряде случаев были установлены развитие магматогенных структур по типу рифтообразования, приуроченность неотектонического этапа вулканизма к грабеновым структурам, обладающим многими чертами континентальных рифтов (Прихубсугулье, Тарятская впадина, верховья р. Орхон и т.д.).

Вся совокупность геолого-геофизических исследований в Байкальской рифтовой зоне – одной из наиболее изученных рифтовых структур Земли – свидетельствует, что в ней имеются области, весьма сходные с Даригангой. Это прежде всего Витимское нагорье, которое расположено вне области Байкальского сводового поднятия. На сходство условий формирования Витимского плато с Даригангой указывал Н.А. Логачев [67]. По-видимому, формирование такого рода магматических структур сопровождается

ранние стадии континентального рифтогенеза в смежных зонах или указывает на то, что сам процесс образования рифтовых структур сопряжен с сильной локализацией мантийной динамической компоненты по сравнению с предшествующим рассредоточенным действием мантии на литосферу на значительной площади. Вулканические ареалы типа Дариганги можно встретить и на других континентах, например Кенийское плато, расположенное за пределами морфологически выраженной рифтовой зоны [67], а также сводовые структуры Центрального французского массива, Богемского массива, плато Тибести, Дарфур, Хоггар (Африка) и др.

Вулканическое плато Дариганга со своим продолжением на юго-восток можно рассматривать как краевую структуру системы Восточно-Китайских грабен и впадин [71]. На рис. 48 показано, что глубинная природа этих тектонических отрицательных форм неодинакова. В северных частях этой системы грабены Фэнвэй (или Шаньси), Ляохе подходят к зонам мантийного диапиризма, и именно к ним приурочены поля кайнозойского вулканизма. По аналогии с развитием вулканизма в Центральной Монголии можно предположить, что вулканизм Дариганги отражает предрифтовый этап рассредоточенного воздействия мантии на обширнейшую площадь Восточной Азии, прилегающую к Тихому океану. На Дариганге вулканизм эволюционировал по ареальному типу, т.е. площадной, по всей видимости, трещинный тип излияний сменился вулканизмом центрального типа с образованием многочисленных шлаковых конусов вдоль зон разломов. Структурная перестройка сопровождалась изменением состава магмы: произошел сдвиг в сторону усиления щелочнобазальтовых петрохимических и геохимических черт.¹

Выполненные исследования подтвердили представления, основанные на примере изучения различных регионов, о самостоятельном происхождении магм различных петрохимических типов, не связанном с кристаллизационным фракционированием, и предполагается их последовательное (или одновременное) излияние в пределах данного вулканического ареала [5].

Помимо самостоятельного петрологического интереса, представление о независимом, т.е. не связанном с процессами кристаллизационного фракционирования, генезисе двух типов расплавов важно в общегеодинамическом плане, так как ставит вопросы о геохимической изменчивости или гетерогенности мантийных источников, динамике эволюции глубинного субстрата и глубинных процессов.

Наконец, мы полагаем, что полученные результаты помогут выработке критериев магматического типоморфизма для различных тектонических структур. Обнадеживающую перспективу в этом направлении дает изучение вулканических пород, включений мегакристаллов и глубинных ксенолитов из различных регионов Земли [21].

¹Близость физико-химических условий существования глубинных магматических очагов расплавов различной щелочности и соотношений K/Na устанавливается для Монголии в целом по результатам петромагнитного исследования вулканитов [68a].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов В.А., Петрова М.А.* Признаки кайнозойских вулканитов Джидинского района, содержащих ксенолиты и ксенокристаллы. — В кн.: Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1980, с. 28–46.
2. *Арсентьев А.В.* Базиты Монголии. — Владивосток: Учен. ком. МНР. 1926. 16 с.
3. *Артемьев М.Е., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Корреляция новейшей тектоно-магматической активизации территории МНР с мантийной компонентой гравитационного поля. — ДАН СССР, 1978, т. 211, № 6, с. 1303–1306.
4. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
5. *Бевзенко П.Е.* Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 320 с.
6. *Бойд Ф.Р., Ингленд Дж.А.* Система энстатит–пироп. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 285–288.
7. *Бутины, братья.* Исторический очерк сношений русских с Китаем и описание пути с границы Нерчинского округа в Тяньцзинь. — Иркутск, 1887. 138 с.
8. *Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.* Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 283 с.
9. *Влодавец В.И.* Даригангская вулканическая область. — ДАН СССР, 1950, т. 72, № 5, с. 933–935.
10. *Влодавец В.И.* О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 679–685.
11. *Влодавец В.И.* О включениях в лавах Дариганги и о их происхождении. — В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М.: Наука, 1969, с. 77–85.
12. *Влодавец В.И., Шаврова Н.Н.* Об анортноклазе из лавы Даригангской вулканической области. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т. 2, с. 71–76.
13. *Геншафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии в петрологии. М.: Наука, 1977. 204 с.
14. *Геншафт Ю.С., Вайнер Д.И., Салтыковский А.Я.* Кристаллизация эколгитового парагенезиса минералов при давлениях 35–50 кбар. — ДАН СССР, 1983, т. 273, № 6, с. 1453–1455.
15. *Геншафт Ю.С., Ермаков В.А., Салтыковский А.Я.* Построение региональных физико-химических моделей глубинных процессов земной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 9, с. 91–110.
16. *Геншафт Ю.С., Зайцев Н.С., Салтыковский А.Я.* Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии. — Геотектоника, 1978, № 5, с. 105–115.
17. *Геншафт Ю.С., Илунин И.П., Кулигин В.М., Витоженц Г.Ч.* Типоморфизм ильменитов глубинных магматических пород. — В кн.: Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформ. М.: ИФЗ АН СССР, 1983, с. 95–190.
18. *Геншафт Ю.С., Милютин С.А.* Типоморфизм включений мегакристаллов K-Na полевых шпатов в щелочных базальтоидах по данным ИК-спектроскопии. — ДАН СССР, 1983, т. 268, № 3, с. 683–685.
19. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Проблемы глубинного строения Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 183–194.
20. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Эволюция вещественного состава глубин Земли в процессе геотектонического развития: (По данным изучения глубинных ксенолитов). — В кн.: Некоторые актуальные проблемы геологии и рудоносности складчатых поясов. Ташкент: САИГИМС, 1980, с. 3–14.
21. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Особенности проявления базальтоидного вулканизма во внутриконтинентальных тектонических структурах. — ДАН СССР, 1984, т. 275, № 3, с. 688–691.
22. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Вайнер Д.И.* Образование мантийных калиевых магм: (По данным петрологического эксперимента). — ДАН СССР, 1984, т. 275, № 2, с. 429–431.
23. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Дашевская Д.М.* Включения гранат-шпинелевых перцолитов в кайнозойских базальтоидах Монголии. — ДАН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1461–1465.
24. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.,*

- Каминский Ф.В.* Опыт построения кайнозойских геотерм по минеральным термометрам. — В кн.: Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М.: Наука, 1981, с. 24–30.
25. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Крамер В., Зайферт В.* Индикаторная роль ультраосновных включений в познании глубинных условий базальтового магмообразования. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1985.
26. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Намрай Т., Дашевская Д.М.* Мегакристаллы ильменита в кайнозойских базальтах Монголии. — ДАН СССР, 1980, т. 254, № 4, с. 982–985.
27. *Геншафт Ю.С., Юханян А.К., Геворкян Р.Г.* Ксенолиты и мегакристы в лавах Гегамского нагорья (Армения). — В кн.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1982, с. 6–38.
- ✓ 28. Геологическая карта Монгольской Народной Республики м-ба 1:1 500 000/Под ред. Н.А. Маринова, Н.С. Зайцева, Р.А. Хасина М.: ГУГК, 1972.
29. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 1. 584 с.; т. 2. 752 с.
30. Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982, 256 с.
31. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980, 332 с.
32. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. — Новосибирск: Наука, 1975, 269 с.
33. *Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Геодинамика Байкало-Монгольского региона в кайнозое. — В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981, с. 134–176.
34. *Дашзэвэ Д.* Миоценовый мунтжак (*Discosaurus, Ruminantia*) из Дариганги и замечание о возрасте фауны Тунг-Гур (Внутренняя Монголия). — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
35. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Центральной Азии. М.: Наука, 1981, 196 с.
36. *Девяткин Е.В., Смелов С.Б.* Базальты и их положение в разрезе осадочного кайнозоя Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 16–28.
37. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1. 371 с.
38. *Домбровский Б.С.* Главнейшие результаты первой Монгольской экспедиции Ученого комитета МНР и Научно-исследовательского краеведческого института при Дальневосточном университете в 1925 г. — Поверхность и недра, 1926; т. 4. 56 с.
39. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983, 300 с.
40. *Дроздович Н.И., Шпунтено С.А.* К методике исследования структурного состояния щелочных полевых шпатов. — В кн.: Методы изучения состава и свойств горных пород и природных вод. Минск: Наука и техника, 1983, с. 107–111.
41. *Еремеев В.П.* О молодом вулканизме Монголо-Тувинской зоны. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 54–67.
42. *Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсоенко Л.В.* Физика Земли и планет: Фигуры и внутреннее строение. М.: Наука, 1971. 383 с.
43. *Желубовский Ю.С.* О вулканах Монголии. — Улан-Батор: Наука (Шинглэх Ухаан), 1945, № 9. На монг. яз.
44. *Желубовский Ю.С.* Четвертичные вулканы Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 5, с. 50–58.
45. *Заварицкий А.Н.* О вулканах окрестностей Мэргэня и их лавах. — Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 4, с. 610–656.
46. *Зонешайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
47. *Зонешайн Л.П., Савастин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
48. *Зонешайн Л.П., Томуртоого О.* Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории МНР групп 2.1 и 2.2 летом 1979 г. Улан-Батор: Геол. ин-т АН МНР, 1979. 46 с.
49. *Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А.* Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 94 с.
50. *Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
51. *Илупин И.П., Козлов И.Т.* Циркон в кимберлитах. — В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 254–266.
52. Исландия и Срединно-Океанический хребет: (Геохимия). М.: Наука, 1978. 184 с.
53. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
54. *Казакевич В.А.* Поездка в Даригангу: намогильные статуи в Дариганге. Л.: Изд-во АН СССР, 1930. 64 с.
55. *Каменцев И.Е., Салтыковский А.Я., Каминский Ф.В., Самомирская С.М.* Состав и структурное состояние мегакристаллов K-Na полевых шпатов из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии. — В кн.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1982, с. 117–142.
56. *Каминский Ф.В., Соболев Н.В., Соичева Э.Г., Храпов А.А.* Первые находки гранатов в щелочных базальтоидах плато Дариганга (Монголия). — ДАН СССР, 1981, т. 260, № 3, с. 722–724.
57. *Каминский Ф.В., Храпов А.А.* Вулканическое плато Дариганга (юго-восточная часть Монгольской Народной Республики). — В кн.: Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1980, с. 47–68.
- ✓ 58. *Кепежинкас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 311 с.
59. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зо-

ны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 198 с.

60. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.

61. *Клейнер Ю.М., Корытов Ф.Я., Хасин Р.А.* О морфоструктуре плато Дариганга. — Изв. ВГО, 1979, т. 3, вып. 4, с. 348–350.

62. *Когарко Л.Н.* Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм. — Геохимия, 1973, № 10, с. 1441–1446.

63. *Корина Н.А., Певзнер М.А., Чичагов В.П.* Палеомагнитные исследования в вулканической области Дариганга в юго-восточной Монголии. — В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973, с. 88–96.

64. *Кутышев Ф.Ш., Шаронов В.Н.* Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 197 с.

65. *Лазарев А.Н.* Колебательные спектры и строение силикатов. Л.: Наука, 1968. 348 с.

66. *Лебединский В.И., Чу Цзя-Сянь.* Об анортоклазе в щелочных базальтах южной окраины Монгольского плато (КНР) — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 1, с. 14–22.

67. *Логачев Н.А.* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.

68. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

68а. *Лыков А.В., Печерский Д.М., Шаронова З.В.* Магнитные свойства плейстоцен-четвертичных базальтов и ксенолитов Монголии. — В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981, с. 101–116.

69. *Маринов Н.А., Хасин Р.А.* Некоторые вопросы геоморфологии Восточной Монголии. — В кн.: Вопросы географии. М.: Географгиз., 1954, сб. 35, с. 253–259.

70. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.

71. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.

72. *Мурзаев Э.М.* Вулкан Дзодол-Хан в Дариганге. — Землеведение, МОИП, 1948, т. 2 (12), с. 52–63.

73. *Мушкетов И.В.* Геологические заметки о Восточной Монголии. — Горн. журн., СПб., 1881, т. 2, с. 80–98.

74. *Нагибина М.С.* Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. — Геотектоника, 1970, № 5, с. 26–32.

75. *Нин Чи-Шэн, Ван Юнь.* Четвертичные вулканы и продукты их деятельности в юго-центральной части хребта Большого Хингана. — Acta Geol. Sinica, 1959, vol. 39, № 1, с. 76–83.

76. *Обручев В.А.* Молодая вулканическая область Большого Хингана. — В кн.: Вопросы географии. М.: Географгиз., 1949, сб. 12, с. 17–28.

77. *Перчук Л.Д.* Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.

78. *Перчук Л.Л., Ваганов В.И.* Природа ким-

берлитов Якутии. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 27–49.

79. *Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

80. *Петрова М.А.* Пироповые ультрамафиты в кайнозойских базальтах Джидинского района (Западное Забайкалье). — В кн.: Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформ. М.: ИФЗ АН СССР, 1983, с. 78–94.

81. *Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В.* Магнетизм и условия образования зберженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.

82. *Победимов Е.Г.* Рекогносцировочные ботанические исследования в Юго-Восточной Монголии. — М., 1933, 66 с. Тр. Монгол. комис.: Вып. 9.

83. *Полтавец Ю.А.* Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона–Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 63–72.

84. *Попов В.С.* Смещение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 1, с. 3–14.

85. *Приходько В.С.* Вариации составов хромшпинелидов и их значение для петрологии ультрабазитов. — Геология и геофизика, 1980, № 7, с. 67–74.

86. Рентгенография основных типов породобразующих минералов: (Споситы и каркасные силикаты). Л.: Недра, 1983. 359 с.

87. *Ровинский П.А.* Из Нерчинска в Китай с караваном в 1871–1872 гг. — Зап. РГО по отделению этнографии., СПб., 1909, т. 34, сб. в честь Г.Н. Потанина, с. 567–668.

88. *Ровша В.С., Илунин И.П.* Хромшпинелиды в кимберлитах Якутии. — Геология и геофизика, 1970, № 2, с. 47–56.

89. *Рогожина В.А., Кожевников В.М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.

90. *Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Ионов Д.А., Соловова И.П.* Термодинамические параметры минеральных равновесий в гранатшпинеливых перидолитах Монголии. — Геохимия, 1983, № 7, с. 967–980.

91. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.* Об условиях генерации щелочных базальтовых магм района плато Дариганга: (По экспериментальным данным). — В кн.: Ассоциации вулканических пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973, с. 53–57.

92. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.* Кайнозойский вулканизм. — В кн.: Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983, с. 170–179.

93. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.* Мантия и вулканизм юго-востока Монголии. — М.: Наука, 1984, 201 с.

94. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Аракелянц М.М.* Калиевые базальтоиды в кайнозое

Монголии; (Вулканический ареал Урей-Нур). — Вулканология и сейсмология, 1984, № 5, с. 60–73.

95. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф. Семинар "Разработка комплексной модели глубинного строения и тектоно-магматического развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое". — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 9, с. 93–95.

96. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Розинов М.И., Багасаров Э.А. Петрология и петрохимия кайнозойских базальтов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона. — В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981, с. 5–86.

97. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Каминский Ф.В., Сандомирская С.М. Гранатовые включения в базальтах Монголии — индикаторы состава и состояния глубоких горизонтов верхней мантии. — В кн.: Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1980, с. 69–99.

98. Салтыковский А.Я., Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С. Некоторые закономерности пространственного распределения петрогенных элементов в базальтах Байкало-Монгольского региона. — В кн.: Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1980, с. 3–27.

99. Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология МНР. М.: Недра, 1972. 296 с.

100. Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токсинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 119 с.

101. Стэйси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.

102. Степанов П.П., Волхонин В.С. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным. — Сов. геология, 1969, № 5, с. 47–63.

103. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.

104. Уханов А.В. К геохимии хрома верхней мантии по данным исследования ультраосновных включений в кимберлитовых трубках. — Геохимия, 1970, № 9, с. 1053–1065.

105. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

106. Флоренсов Н.А., Хилько С.Д. Главные черты неотектоники и сейсмологии Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 46–60.

107. Фрондел Дж. Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 334 с.

108. Хуторской М.Д. Новые данные о тепловом потоке в МНР. — ДАН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 434–437.

109. Ширинян К.Г., Карапетян К.И. Петрогенез новейших кварц-содержащих лав Армении. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук, 1959, № 1.

110. Шека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока.

М.: Наука, 1983. 167 с.

111. Barr S.M., MacDonald A.S. Geochemistry and petrogenesis of Late Cenozoic alkaline basalts of Thailand. — Geol. Soc. Malaysia Bull., 1978, N 10, p. 25–52.

112. Bhattacharyya C. An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. — Amer. Miner., 1971, vol. 56, N 3/4, p. 499–506.

113. Best M.G. Kaersutite-peridotite inclusions and Kindred Megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, vol. 27, N 1, p. 25–44.

114. Binns R.A. High-pressure megacrysts in basanitic lavas near Armidale, New South Wales. — Amer. J. Sci., 1969, Schairer vol. 267-A, p. 33–49.

115. Boyd F.R., Nixon P.H. Structure of the upper mantle beneath Lesotho. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1973, vol. 72, p. 431–445.

116. Carswell D.A. Mantle derived lherzolite nodules associated with kimberlite, carbonatite and basalt magmatism: A review. — Lithos, 1980, vol. 13, p. 121–138.

117. Chauvel C., Bor-Ming J. Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. — Geochim. et cosmochim. acta, 1984, vol. 48, N 1, p. 93–110.

118. Chu-Yung Chen, Frey F.A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt. — Nature, 1983, vol. 302, N 5911, p. 785–789.

119. Coombs D.S., Wilkinson J.F.G. Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago Volcanic Province (New Zealand) and related rocks. — J. Petrol., 1969, vol. 10, pt 3, p. 440–501.

120. Egger D.H. Role of CO₂ in melting processes in the mantle. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1973, vol. 72, p. 457–467.

121. Finnerty A.A., Boyd F.R. Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1984, vol. 48, N 1, p. 15–27.

122. Fodor R.V., Bauer G.R., Keil K. Ultramafic inclusions and megacrysts in olivine nephelinite Aitutaki Island, Cook Islands. — N.Z. J. Geol. and Geophys., 1982, vol. 25, N 1, p. 67–76.

123. Fu R.-S., Huang P.-H. The global stress field in the lithosphere obtained from the satellite gravitational harmonics. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1983, vol. 31, N 3, p. 269–276.

124. Graham A.L., Nicholls G.D. Mass spectrographic determinations of lanthanoid element contents in basalts. — Geochim. et cosmochim. acta, 1969, vol. 33, N 5, p. 555–568.

125. Green D.H. A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, vol. 3, N 26, p. 221–235.

126. Green D.H. Experimental petrology in Australia: A review. — Earth-Sci. Rev., 1976, vol. 12, p. 99–138.

127. Green D.H., Hibberson W. Experimental duplication of conditions of precipitation of high-

- pressure phenocrysts in a basaltic magma. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 247–254.
128. *Griffin W.L., Carswell D.A., Nixon P.H.* Lower-crustal granulites and eclogites from Lesotho, Southern Africa. — In: Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry. Wash.: AGU, 1979, vol. 2, p. 59–86.
129. *Haggerty S.E., Tompkins L.A.* Redox state of Earth's upper mantle from kimberlitic ilmenites. — *Nature*, 1983, vol. 303, N 5915, p. 295–300.
130. *Irving A.I.* Geochemical and high-pressure experimental studies of xenoliths, megacrysts and basalts from South-eastern Australia. Canberra, 1971.
131. *Irving A.I.* Megacrysts from the Newer basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 10, p. 1503–1514.
132. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, vol. 8, N 5, p. 523–548.
133. *Jones A.P., Smith J.V., Dawson J.B.* Mantle metasomatism in 14 veined peridotites from Bultfontein Mine, South Africa. — *J. Geol.*, 1982, vol. 90, N 4, p. 435–453.
134. *Kay R.W., Gast P.W.* The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 6, p. 653–682.
135. *Kesson S.E.* The primary geochemistry of the Monaro alkaline volcanics, Southeastern Australia: Evidence for upper mantle heterogeneity. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1973, vol. 42, N 2, p. 93–108.
136. *Kyle P.R.* Mineralogy and geochemistry of a basanite to phonolite sequence at Hut Point Peninsula, Antarctica, based on core from Dry Valley Drilling Project, Drillholes 1, 2 and 3. — *J. Petrol.*, 1981, vol. 22, N 4, p. 451–500.
- 136a. *Kyle P.R., Rankin P.C.* Rare-earth element geochemistry of late cenozoic alkaline — lavas of the McMurdo Volcanic group, Antarctica. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, N 12, 1976, p. 1497–1508.
137. *Laughlin A.W., Manzer G.K., Garden J.R.* Feldspar megacrysts in alkali basalts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 3, p. 413–416.
138. *Lindsley D.H., Dixon S.A.* Diopside-enstatite equilibria at 850° to 1400°C, 5 to 35 kb. — *Amer. J. Sci.*, 1976, vol. 276, p. 1285–1301.
139. *Liu H.-Sh.* Convection pattern and stress system under the African plate. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1977, vol. 15, N 1, p. 60–68.
140. *Liu H.-Sh.* Mantle convection pattern and subcrustal stress field under Asia. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1978, vol. 16, N 3, p. 247–256.
141. *Liu H.-Sh., Chang E.S., Wyatt G.H.* Small-scale mantle convection system and stress field under the Pacific plate. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1975, vol. 13, N 3, p. 212–217.
142. *Ludden J.N.* Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island. — *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1978, vol. 4, p. 171–198.
143. *Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrol.*, 1964, vol. 5, N 1, p. 82–133.
144. *MacGregor I.D.* The system MgO–Al₂O₃–SiO₂—solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. — *Amer. Miner.*, 1974, vol. 59, N 1/2, p. 110–119.
145. *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, vol. 16, N 4, p. 935–947.
146. *Mason R.A., Smith J.V., Dawson J.B., Treves S.N.* A reconnaissance of trace elements in anorthoclase megacrysts. — *Miner. Mag.*, 1982, vol. 46, N 338, p. 7–11.
147. *McElhaney M.S., McSween H.Y., jun.* Petrology of the Chunky Gal Mountain mafic-ultramafic complex, North Carolina. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1983, vol. 94, N 7, p. 855–874.
148. *Middlemost E.A.K.* The basalt clan. — *Earth-Sci. Rev.*, 1975, vol. 11, N 4, p. 337–364.
149. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. — *Science*, 1975, vol. 189, N 4201, p. 419–426.
150. *Mori T., Green D.H.* Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. — *J. Geol.*, 1978, vol. 86, N 1, p. 83–97.
151. *Olade Moses A.* Early cretaceous basalt volcanism and initial continental rifting in Benue Trough, Nigeria. — *Nature*, 1978, vol. 273, N 5662, p. 458–459.
152. *Orville P.M.* Unit-cell parameters of the microcline-low albite and sanidine-high albite solid solution series. — *Amer. Miner.*, 1967, vol. 52, N 1/2, p. 55–86.
153. *Poldervaart A.* Chemical definition of alkali basalts and tholeiites. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1964, vol. 75, N 3, p. 229–232.
154. *Prinz M.* Geochemistry of basaltic rocks: Trace elements. — In: Basalts / Ed. H.H. Hess. N.Y.: Intersci. Publ., 1967, vol. 1.
155. *Runcorn S.K.* Flow in the mantle inferred from the low degree harmonics of the geopotential. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1967, vol. 14, p. 375–384.
156. *Saggerson E.P., Williams L.A.J.* Ngurumaniite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district. — *J. Petrol.*, 1964, vol. 5, N 1, p. 40–81.
157. *Sutherland F.L.* High-pressure inclusions in tholeiitic basalt and the range of lherzolite-bearing magmas in the Tasmanian volcanic province. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 24, p. 317–324.
158. *Tilley C.E., Yoder H.S., Schairer J.F.* Melting relations of volcanic tholeiite and alkali rocks series. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1965, vol. 64, p. 69–82.
159. *Wass S.Y., Rogers N.W.* Mantle metasomatism-precursor to continental alkaline volcanism. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, vol. 44, N 11, p. 1811–1823.

160. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 62, p. 129–139.

161. *White W.B.* Order-disorder effects. — In: *The infrared spectra of minerals*. L.: Miner. Soc., 1974, chap. 6, p. 87–110.

162. *Wilkinson J.F.G.* Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill, Nandewar Mountains, North-Eastern New South and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkaline volcanic rocks. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1975, vol. 51, p. 235–262.

163. *Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex system. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1973, vol. 42, N 1, p. 109–124.

164. *Wood B.J., Holloway J.R.* A thermodynamic model for subsolidus equilibria in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1984, vol. 48, N 1, p. 159–176.

165. *Wyllie P.J.* The origin of kimberlite. — *J. Geophys. Res.*, 1980 vol. 58, N B12, p. 6902–6910.

166. *Zhou X., Armstrong R.L.* Cenozoic volcanic rocks of eastern China secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 58, N 3, p. 301–329.

167. *Zhou X., Chen T.* Cenozoic basaltic rocks and their ultramafic xenoliths in southeastern coastal provinces of China. — In: 26^e congr. géol. intern. P., 1980, abstr., vol. 1, p. 111.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Химические составы кайнозойских вулканических пород плато Дариганга (мас. %)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1/76	50,18	2,59	14,39	3,09	7,82	0,14	6,22	8,94
2/76	51,20	2,51	15,33	2,93	6,66	0,14	5,78	8,83
3/76	50,18	2,42	13,56	6,03	5,63	0,14	7,22	8,37
4/76	49,48	2,30	14,05	3,38	8,47	0,15	6,65	9,62
5/76	51,38	2,53	14,44	3,12	6,82	0,13	6,46	8,94
8/76	44,70	2,80	12,16	3,83	8,61	0,16	10,23	9,32
9/76	43,74	2,74	12,22	2,50	9,66	0,17	11,03	9,13
10/76	45,36	3,01	12,51	4,83	8,14	0,19	9,21	9,46
11/76	43,86	2,74	12,39	2,00	10,36	0,22	10,85	9,13
12/76	43,78	3,25	12,25	4,50	8,22	0,18	9,45	10,33
13/76	45,32	3,14	12,10	4,89	7,99	0,19	10,07	9,50
14/76	47,98	2,48	14,36	2,39	8,22	0,15	7,85	9,50
15/76	44,48	3,25	13,38	2,42	10,21	0,18	8,61	8,94
16/76	44,66	3,05	12,37	4,72	8,00	0,20	9,08	10,18
18/76	49,68	2,53	13,56	3,72	8,12	0,17	6,98	9,13
18А/76	50,30	2,42	14,44	4,38	6,66	0,14	7,15	8,37
19/76	50,89	2,40	14,17	4,13	6,96	0,16	6,89	8,69
20/76	44,80	2,76	12,23	2,70	10,32	0,20	10,11	8,74
21/76	43,70	3,40	12,62	7,03	6,58	0,18	8,02	9,21
23/76	50,90	2,30	14,68	3,20	7,49	0,13	6,80	8,56
24/76	47,86	2,56	12,96	5,26	7,06	0,15	8,23	8,91
25/76	46,94	2,82	13,82	5,08	7,21	0,15	8,54	8,50
26/76	47,16	2,68	13,65	5,79	6,68	0,16	9,04	8,54
27/76	47,02	2,82	13,62	7,20	4,82	0,16	8,54	9,01
29/76	42,02	3,07	12,28	3,17	9,53	0,16	10,36	10,43
30/76	44,57	2,94	12,88	4,06	7,80	0,18	9,13	9,88
30А/76	45,48	2,94	13,19	5,37	6,68	0,19	8,68	9,32
32/76	46,84	2,80	13,39	2,89	8,84	0,16	8,08	10,06
33/76	46,10	2,74	13,17	3,40	8,38	0,15	8,35	10,41
34/76	46,48	2,75	12,53	3,40	9,10	0,17	9,22	9,02
37/76	63,50	0,88	16,96	4,66	0,10	0,012	0,67	2,05
39/76	47,24	2,35	13,12	4,08	7,45	0,18	8,08	10,24
40/76	57,08	1,15	16,19	2,37	4,14	0,19	4,12	6,28
41/76	43,07	3,10	12,31	5,80	7,02	0,13	8,82	10,32
43/76	43,82	3,82	11,72	3,22	10,24	0,18	8,78	10,26
44/76	44,58	3,01	12,48	5,43	6,51	0,19	9,46	9,86
45А/76	42,70	2,68	10,95	3,56	9,19	0,19	13,70	9,80
45Б/76	42,70	3,30	11,74	5,16	8,90	0,16	10,90	9,73
46/76	45,26	2,25	12,44	5,00	7,07	0,18	9,84	10,92
47/76	47,88	2,91	13,93	2,07	8,35	0,17	6,05	10,89

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	mm	Сумма	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	V ₂ O ₅
3,50	1,00	0,71	1,27	99,85		0,010	0,0028	0,035
3,60	1,20	0,76	0,96	99,90		0,010	0,0037	0,055
3,25	1,15	0,76	1,16	99,87		0,013	0,0057	0,052
3,00	0,94	0,59	1,27	99,90		0,020	0,0060	0,040
3,40	0,90	0,76	0,96	99,84		0,012	0,0060	0,052
4,15	1,15	1,07	1,76	99,94		0,015	0,0090	0,050
4,30	2,00	1,07	1,27	99,83		0,020	0,0059	0,059
3,63	1,87	0,74	0,96	99,91	0,036	0,010	0,000	0,018
3,80	2,00	1,07	1,41	99,83		0,021	0,0071	0,064
2,80	1,20	1,07	2,77	99,80		0,025	0,0063	0,059
2,35	1,15	0,84	2,99	100,53		0,023	0,0063	0,055
3,40	1,35	0,84	1,29	99,81		0,016	0,0059	0,050
3,95	2,00	1,33	1,05	99,80		0,017	0,0043	0,055
4,06	2,30	0,83	0,51	99,96	0,042	0,006	0,005	0,018
3,33	1,22	0,55	0,97	99,96	0,026	0,005	0,000	0,091
3,40	1,00	0,73	0,86	99,85		0,015	0,0037	0,055
3,32	0,97	0,41	0,92	99,91	0,022	0,004	0,000	0,016
3,80	1,60	1,36	1,23	99,85		0,024	0,0054	0,052
4,46	1,45	1,14	2,12	99,91	0,026	0,008	0,004	0,016
3,35	0,80	0,67	1,01	99,89		0,015	0,0043	0,050
3,75	1,25	0,85	0,96	99,80		0,016	0,0054	0,055
3,53	1,22	0,80	1,36	99,97		0,009	0,005	0,091
3,15	1,50	0,63	1,08	100,06		0,017	0,0076	0,034
3,70	1,83	0,60	0,67	99,99		0,009	0,006	0,036
3,85	1,75	1,24	2,00	99,86		0,018	0,0054	0,057
3,96	2,15	1,00	1,42	99,97	0,032	0,009	0,005	0,019
4,46	2,20	1,03	0,48	100,02	0,032	0,008	0,004	0,029
2,90	1,45	0,94	1,48	99,83		0,014	0,0054	0,061
2,70	1,55	0,83	2,07	99,85		0,013	0,0054	0,064
3,55	0,95	0,94	1,63	99,74		0,020	0,0054	0,057
4,55	4,25	0,50	1,75	99,88		0,000	0,0001	0,027
2,56	1,48	0,88	1,92	99,58		0,024	0,0060	0,032
2,50	2,06	0,34	3,37	99,79		0,011	0,0030	0,016
3,00	1,52	1,11	3,70	99,90	0,028	0,009	0,006	0,019
3,54	2,20	0,99	0,82	99,59		0,030	0,0058	0,023
2,65	2,30	0,92	2,57	99,96	0,021	0,011	0,004	0,029
2,80	1,44	0,85	1,98	99,84		0,074	0,0062	0,030
3,70	2,20	0,93	0,52	99,94	0,019	0,023	0,005	0,019
2,66	1,28	0,88	1,80	99,58		0,043	0,0060	0,023
2,96	1,80	0,79	1,91	99,71		0,004	0,0040	0,029

Продолжение приложения

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
48/76	43,60	3,22	13,03	5,43	7,60	0,20	7,28	10,72
49/76	42,56	3,01	11,71	4,56	9,00	0,14	9,43	11,69
50/76	47,82	2,78	13,22	3,68	7,54	0,17	7,55	10,25
51/76	42,86	4,08	11,64	4,89	8,73	0,18	9,51	9,77
52/76	42,88	2,73	10,94	3,00	9,25	0,18	13,67	9,78
53/76	45,18	2,78	12,58	7,06	5,09	0,18	8,56	9,64
54/76	45,42	2,93	12,31	3,33	8,76	0,17	9,38	10,05
55/76	49,02	2,27	14,01	2,78	8,76	0,15	6,58	10,25
56/76	49,80	2,42	13,35	1,87	9,59	0,17	7,02	10,06
57/76	46,00	2,68	12,07	4,97	7,62	0,08	8,88	10,34
58/76	43,38	2,98	13,12	10,00	3,87	0,20	9,00	10,66
59/76	48,62	2,48	13,60	2,07	9,60	0,16	8,42	9,42
62/76	47,06	2,22	12,60	4,00	8,08	0,16	8,05	11,25
63/76	43,56	2,65	11,91	3,67	8,62	0,17	11,24	10,25
64/76	47,02	2,91	12,82	3,88	8,85	0,19	6,78	10,55
65/76	44,44	2,85	12,22	4,16	8,25	0,19	11,02	9,56
66A/76	44,24	3,23	12,02	3,34	9,23	0,11	10,08	10,16
67/76	44,22	3,23	12,06	8,35	5,04	0,21	9,25	10,33
68/76	44,28	2,68	11,91	3,48	9,01	0,19	11,84	10,06
69/76	41,50	3,57	10,91	3,96	9,52	0,15	11,54	10,25
70/76	41,84	3,72	11,56	5,46	8,18	0,20	11,24	9,69
71/76	41,58	4,22	11,49	4,91	9,02	0,21	10,05	9,33
72/76	45,22	3,02	12,32	5,83	7,12	0,19	10,41	9,01
73/76	47,54	2,88	14,03	6,96	4,72	0,17	6,50	9,66
73Б/76	51,00	2,45	13,90	4,06	7,82	0,16	6,45	8,67
73П/76	44,90	3,32	12,82	7,22	5,88	0,18	8,66	9,44
74/76	41,22	4,28	11,47	6,86	7,68	0,20	8,51	10,64
75/76	48,42	2,81	14,31	2,96	8,00	0,17	6,70	9,26
76/76	50,82	2,31	13,91	2,65	8,92	0,16	6,21	9,26
78/76	47,56	3,10	13,59	4,31	7,75	0,17	7,93	9,12
79/76	45,92	2,52	13,02	6,68	6,41	0,18	9,67	8,05
80/76	45,08	3,16	13,08	5,82	7,33	0,20	7,98	8,51
81A/76	46,06	2,86	12,92	6,24	6,78	0,17	8,44	9,51
82A/76	46,10	3,01	12,58	9,54	3,88	0,18	9,58	8,92
83/76	49,06	2,91	13,51	11,75	1,22	0,17	6,92	8,88
84/76	45,36	2,45	12,30	4,32	8,62	0,17	8,65	10,72
85/76	50,02	2,77	14,60	2,44	7,67	0,14	7,08	9,22
86/76	49,82	2,25	14,61	2,14	8,22	0,14	5,42	10,62
87/76	49,04	2,59	13,68	4,23	7,16	0,16	7,80	8,75
88/76	44,26	2,92	12,33	5,42	7,44	0,20	10,02	9,96
89/76	45,58	3,01	13,70	3,65	8,01	0,18	8,17	9,95
90/76	47,86	2,91	14,02	3,69	7,61	0,17	6,80	9,71
91/76	48,02	2,70	13,66	8,24	4,12	0,18	7,76	9,02
92/76	45,82	3,28	13,61	4,12	7,76	0,16	6,97	9,85
93/76	46,20	3,07	12,98	4,18	7,48	0,17	8,54	9,61
94/76	44,14	2,85	12,08	7,62	4,58	0,18	12,16	9,32
95/76	43,88	3,08	12,13	3,77	8,59	0,17	9,65	9,78
96/76	43,88	3,63	12,44	7,35	7,03	0,19	8,84	9,14
97/76	45,08	3,02	13,74	4,07	7,79	0,17	7,26	10,22
98/76	47,12	2,85	13,62	2,57	8,83	0,17	8,61	8,91
98A/76	47,50	2,75	13,21	2,66	9,00	0,16	8,62	9,14
99/76	44,12	3,01	12,47	3,18	8,75	0,18	10,18	9,56
100/76	43,02	3,04	12,20	4,46	8,27	0,19	11,21	10,22
101/76	41,18	3,12	11,66	6,83	6,89	0,20	11,12	10,46

	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	V ₂ O ₅
	3,64	0,80	1,09	3,22	99,83		0,031	0,0049	0,025
	3,90	2,30	1,00	0,73	100,03	0,017	0,014	0,005	0,025
	3,26	1,64	0,74	1,10	99,75		0,020	0,0044	0,025
	3,16	1,90	0,88	2,21	99,81		0,029	0,0045	0,032
	3,12	1,80	0,82	1,68	99,85		0,052	0,0022	0,024
	2,75	2,06	0,75	3,23	99,85	0,021	0,066	0,004	0,044
	3,02	1,18	0,80	1,83	99,18	0,017	0,017	0,004	0,024
	3,00	1,32	0,63	0,91	99,68		0,019	0,0032	0,022
	2,70	1,05	0,54	1,23	99,80		0,019	0,0034	0,016
	2,76	1,50	0,79	2,02	99,71		0,017	0,0043	0,018
	2,55	2,15	0,11	1,19	99,21	0,027	0,019	0,004	0,024
	2,66	1,08	0,53	1,08	99,72		0,027	0,0069	0,032
	3,02	1,40	0,79	1,09	99,72		0,020	0,0054	0,023
	2,40	1,20	0,85	3,24	99,76		0,044	0,0047	0,020
	3,22	1,44	0,80	1,28	99,56		0,015	0,0058	0,025
	3,84	1,38	0,98	1,06	99,95	0,031	0,030	0,004	0,031
	3,16	1,68	0,80	1,76	99,81		0,031	0,0052	0,026
	2,80	1,44	0,83	1,90	99,66		0,031	0,0058	0,025
	2,56	1,50	0,87	1,49	99,87		0,026	0,0043	0,030
	3,22	1,12	1,02	2,87	99,63		0,024	0,0057	0,023
	2,70	1,12	1,09	3,09	99,89		0,025	0,0053	0,032
	4,12	1,06	1,05	2,66	99,70		0,025	0,0052	0,018
	3,63	0,90	0,80	1,28	99,73	0,099	0,098	—	0,035
	3,56	2,11	0,74	1,05	99,92	0,015	0,008	—	0,019
	3,33	0,90	0,36	0,91	100,01	0,026	0,009	—	0,032
	4,06	1,18	0,90	1,30	99,86	0,019	0,017	0,004	0,033
	4,00	1,06	1,05	3,79	100,76		0,025	0,0067	0,028
	3,84	2,20	0,68	0,62	99,97	0,025	0,007	0,002	0,028
	3,10	0,85	0,41	1,37	99,97	0,023	0,010	0,000	0,019
	3,33	1,97	0,67	0,72	100,22	0,031	0,012	0,003	0,029
	3,45	2,72	0,94	0,53	100,09	0,04	0,033	0,004	0,021
	4,12	1,44	0,95	2,11	99,78		0,026	0,0047	0,023
	3,78	1,88	0,87	0,55	100,06	0,023	0,017	0,004	0,018
	3,50	1,32	0,85	0,42	99,98	0,02	0,019	0,004	0,028
	3,00	1,74	0,50	0,42	100,08	0,031	0,010	0,000	0,028
	3,50	1,54	0,83	1,39	99,85		0,025	0,0052	0,020
	2,76	1,44	0,66	1,12	99,92		0,012	0,0039	0,023
	3,10	0,98	0,48	1,77	99,55		0,013	0,0039	0,021
	3,56	1,48	0,55	0,88	99,88	0,025	0,014	0,003	0,021
	3,23	2,10	1,00	1,12	100,00	0,028	0,022	0,004	0,019
	3,45	2,18	0,79	1,16	99,83	0,033	0,009	0,003	0,036
	3,40	2,02	0,77	0,97	99,93	0,027	0,005	0,000	0,024
	3,33	1,51	0,55	0,90	99,99	0,027	0,015	0,003	0,020
	3,90	2,76	0,88	0,82	99,93	0,025	0,006	0,003	0,028
	3,73	2,38	0,80	0,86	100,00	0,022	0,009	0,003	0,021
	2,20	2,18	1,02	1,64	99,97	0,031	0,004	0,005	0,024
	3,36	2,30	0,89	2,36	99,96	0,029	0,014	0,004	0,035
	2,95	2,53	1,03	1,02	100,03	0,027	0,022	0,005	0,021
	3,28	2,20	0,84	2,26	99,93	0,023	0,006	0,003	0,024
	3,50	2,01	0,58	1,14	99,91	0,025	0,017	0,005	0,023
	3,38	1,88	0,63	0,87	99,80	0,034	0,008	0,005	0,019
	3,50	2,43	0,82	1,75	99,95	0,027	0,017	0,005	0,019
	3,63	1,76	0,98	1,04	100,02	0,034	0,028	0,006	0,032
	4,20	2,34	0,92	1,02	99,94	0,032	0,025	0,006	0,024

Продолжение приложения

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
102/76	45,60	2,73	13,11	4,02	8,60	0,18	9,55	9,51
103/76	47,42	2,80	14,34	4,22	7,92	0,17	7,88	8,89
104/76	45,90	3,71	11,77	7,03	5,65	0,16	9,39	10,16
105/76	42,08	3,55	11,22	6,66	6,64	0,17	11,05	11,27
106/76	45,80	4,21	12,21	2,87	9,49	0,15	9,45	9,05
107/76	47,06	3,20	13,08	3,73	8,31	0,16	8,66	9,38
108/76	45,70	3,36	13,03	3,97	8,68	0,16	9,21	9,22
109/76	45,48	2,59	12,68	3,58	8,81	0,16	9,58	9,81
110/76	46,04	2,67	13,36	2,73	9,61	0,17	8,37	9,81
111/76	46,14	2,54	12,34	4,56	7,14	0,16	11,20	8,62
112/76	47,38	2,67	13,62	6,52	5,37	0,15	7,67	9,89
113/76	47,34	2,66	13,58	4,77	8,13	0,17	7,24	7,86
114/76	46,12	2,59	12,30	4,85	6,88	0,18	9,64	9,98
115/76	47,84	2,37	13,58	7,81	3,85	0,15	9,27	9,05
116/76	50,76	2,22	14,61	2,00	8,00	0,14	7,98	8,71
116*/76	50,60	2,29	14,63	2,12	8,31	0,14	7,80	8,71
117/76	44,00	3,14	12,90	7,06	6,70	0,18	9,70	10,08
118/76	46,58	3,06	13,43	6,18	6,70	0,17	9,15	9,05
119/76	45,82	3,23	14,41	4,52	7,45	0,16	6,88	10,08
120/76	46,62	2,66	13,00	4,17	8,13	0,15	9,21	9,56
121/76	45,32	3,41	13,10	4,00	8,57	0,16	8,35	9,81
122/76	45,76	3,47	13,14	5,83	7,01	0,16	7,86	9,36
123/76	44,98	3,47	12,97	4,56	7,51	0,19	9,02	9,85
124/76	45,72	2,98	12,90	2,62	9,25	0,16	10,07	9,56
124*/76	46,48	3,00	12,00	3,00	9,60	0,16	9,75	9,40
125/76	47,08	2,60	15,00	1,92	8,70	0,139	7,44	9,45
126/76	45,44	2,65	12,75	4,40	7,91	0,19	9,91	9,92
127/76	47,38	2,40	13,57	4,04	7,44	0,156	9,52	8,81
128/76	46,56	2,56	13,34	3,66	6,70	0,15	10,37	7,56
129/76	44,50	3,06	11,50	6,80	5,72	0,179	10,01	9,90
130/76	44,32	3,42	10,98	7,53	4,61	0,18	10,18	11,15
131/76	47,20	2,52	13,75	5,52	6,37	0,17	7,62	9,62
132/76	45,70	2,60	13,65	3,59	8,54	0,166	9,13	9,33
133/76	45,92	3,32	12,86	1,95	9,52	0,188	8,05	10,08
137/76	44,04	3,26	11,70	4,01	8,10	0,163	9,92	10,81
138/76	42,80	4,12	10,45	7,46	5,24	0,174	9,45	10,99
139/76	47,08	2,45	13,07	3,97	8,13	0,17	8,86	9,81
140/76	45,60	2,61	12,63	4,33	8,25	0,186	9,00	10,25
141/76	45,86	2,88	12,50	7,42	4,37	0,166	9,32	10,34
142/76	46,38	2,80	12,50	6,09	6,52	0,153	6,86	10,97
143/76	46,38	2,70	13,62	3,66	7,96	0,149	8,00	9,82
144/76	41,40	3,80	12,13	5,67	8,23	0,159	7,65	10,20
145/76	47,00	2,67	13,69	3,56	9,04	0,164	8,25	8,77
493B/79	50,56	2,52	13,04	5,30	6,66	0,15	7,13	8,26
495/79	44,68	2,97	13,40	2,79	9,80	0,19	10,67	7,86
496B/79	46,36	2,70	12,04	6,52	6,74	0,18	9,81	8,72
497/79	45,76	2,84	11,11	6,12	7,46	0,19	11,19	8,72
498/79	44,40	3,56	11,31	7,52	6,56	0,18	10,64	8,65
499/79	44,96	3,36	12,65	6,25	6,76	0,19	8,54	9,53
500/79	43,72	3,56	11,08	6,85	6,89	0,18	11,30	8,63
501/79	42,82	3,56	10,26	6,28	7,64	0,18	11,65	8,72
502A/79	45,88	3,12	12,03	5,90	7,03	0,18	10,14	8,92
502B/79	44,18	3,52	10,59	8,62	5,53	0,17	9,03	7,99
503/79	46,24	3,08	12,31	5,02	7,47	0,18	9,62	8,92

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	HMH	Cymene	C ₂ O ₃	NiO	CoO	V ₂ O ₅
3.12	1.81	0.67	1.07	99.97	0.044	0.020	0.005	0.017
3.45	1.51	0.62	0.77	99.99	0.042	0.018	0.005	0.024
2.70	1.30	0.88	1.15	99.80	0.047	0.009	0.005	0.047
4.05	0.70	1.04	1.70	100.13	0.033	0.008	0.006	0.045
3.68	1.53	1.01	0.55	100.00	0.031	0.011	0.005	0.049
3.45	1.70	0.73	0.84	100.30	0.033	0.006	0.005	0.036
3.16	1.80	0.74	0.82	99.85	0.015	0.008	0.005	0.036
3.65	2.00	0.80	0.84	99.98	0.040	0.008	0.005	0.025
3.60	1.57	0.94	1.05	99.92	0.030	0.005	0.005	0.025
4.06	1.65	0.82	0.87	100.10	0.05	0.021	0.005	0.029
3.30	1.48	0.66	1.33	100.04	0.03	0.009	0.005	0.027
4.40	2.19	0.81	0.70	99.85	0.03	0.008	0.005	0.020
3.80	2.00	0.91	0.66	99.91	0.037	0.012	0.005	0.016
3.07	1.40	0.55	0.87	99.81	0.036	0.011	0.005	0.027
3.07	1.13	0.50	0.73	99.85	0.028	0.006	0.004	0.029
3.00	1.13	0.52	0.68	99.93	0.031	0.007	0.005	0.024
3.00	1.35	0.90	0.88	99.89	0.036	0.008	0.005	0.020
2.75	1.35	0.57	0.68	99.67	0.028	0.008	0.006	0.032
2.55	1.53	0.87	2.43	99.93	0.023	0.005	0.005	0.031
2.95	1.48	0.68	1.14	99.75	0.035	0.011	0.005	0.019
2.90	1.18	0.89	2.19	99.88	0.021	0.005	0.006	0.016
4.08	0.82	0.89	1.52	99.90	0.025	0.004	0.007	0.025
2.80	1.70	0.87	2.03	99.95	0.021	0.008	0.005	0.025
3.30	1.92	0.71	0.65	99.84	0.022	0.009	0.006	0.026
3.37	1.75	0.78	0.68	99.97	0.015	0.0135	0.0053	0.035
3.66	1.90	0.655	1.36	99.91	0.012	0.012	0.0036	0.035
3.00	1.44	0.71	1.39	99.71	0.032	0.032	0.0089	0.020
3.30	1.85	0.675	0.88	100.03	0.022	0.022	0.0055	0.035
4.75	2.33	0.92	1.22	100.12	0.017	0.005	0.005	0.017
3.56	1.40	0.776	2.81	99.82	0.029	0.029	0.008	0.035
2.68	1.00	0.66	2.68	99.79	0.027	0.027	0.0059	0.020
3.10	1.48	0.70	1.79	99.84	0.021	0.021	0.0053	0.021
3.30	1.85	0.767	1.25	99.88	0.022	0.022	0.0055	0.035
3.30	2.16	0.82	1.63	99.80	0.017	0.017	0.004	0.027
3.30	0.86	0.986	2.62	99.77	0.029	0.029	0.005	0.040
3.74	1.48	0.95	2.94	99.79	0.040	0.040	0.006	0.027
3.07	1.57	0.76	0.98	99.92	0.007	0.007	0.005	0.035
2.96	1.80	0.73	1.59	99.94	0.023	0.023	0.006	0.022
2.80	1.65	0.807	1.80	99.92	0.021	0.021	0.0055	0.040
3.20	1.46	0.627	2.14	99.70	0.057	0.027	0.008	0.040
3.92	1.85	0.913	0.94	99.91	0.018	0.018	0.006	0.040
4.60	1.10	1.29	3.67	99.90	0.006	0.006	0.0047	0.040
3.06	1.86	0.74	1.15	99.95	0.023	0.023	0.005	0.022
3.33	1.36	0.47	0.88	99.66	0.036	0.0103	0.0055	0.040
2.75	1.50	0.72	2.27	99.60	0.028	0.028	0.0071	0.040
2.96	1.58	0.81	1.51	99.93	0.053	0.0320	0.0075	0.039
2.64	1.56	0.78	1.23	99.60	0.061	0.0334	0.0071	0.049
3.56	1.24	0.96	1.35	99.93	0.053	0.0208	0.0077	0.043
3.50	0.86	0.84	2.31	99.75	0.025	0.0254	0.0066	0.032
3.38	1.07	0.83	2.50	99.99	0.051	0.0159	0.0081	0.038
4.30	1.42	0.98	1.27	99.60	0.057	0.0260	0.0074	0.049
2.85	1.45	0.86	1.79	99.63	0.058	0.0223	0.0059	0.037
4.54	2.38	1.01	2.07	99.63	0.040	0.0157	0.0069	0.032
2.95	1.45	0.87	1.85	99.96	0.041	0.0224	0.0065	0.038

Окончание приложения

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
504/79	44,08	3,72	11,25	9,45	4,87	0,18	8,90	8,72
505/79	47,44	2,84	12,54	3,44	9,08	0,16	8,38	8,90
506A/79	45,86	3,08	12,27	8,27	4,50	0,17	8,70	8,82
506B/79	45,86	2,88	12,07	7,13	5,65	0,15	9,62	8,81
508/79	47,56	2,37	13,82	3,27	8,88	0,17	8,48	8,40
509/79	47,02	3,28	12,03	11,88	2,82	0,16	7,20	8,54
510/79	45,68	3,64	11,78	6,92	6,31	0,15	7,07	7,99
511/79	47,60	2,72	12,28	6,64	6,48	0,16	8,31	8,26
512/79	45,20	3,08	11,95	5,90	6,62	0,19	10,04	8,01
513/79	43,84	3,74	11,52	4,33	9,97	0,18	8,44	9,35
513-1/79	43,86	3,72	11,54	4,42	10,00	0,19	8,51	9,08
513C ₂ /79	47,88	2,85	13,89	5,15	6,68	0,15	7,42	9,61
513D/79	42,94	3,88	11,18	7,04	7,93	0,20	9,03	9,45
513E/79	43,46	3,60	11,62	6,93	8,03	0,19	8,70	8,81
514A/79	43,04	2,43	12,76	5,83	6,77	0,20	12,76	8,74
514C/79	43,82	2,54	12,13	3,44	9,48	0,20	12,94	8,42
515/79	45,56	2,64	14,01	4,72	7,77	0,20	8,94	8,60
515-1/79	46,18	2,72	13,26	5,20	7,33	0,20	9,19	8,69
516/79	45,58	2,54	13,38	6,50	5,98	0,20	10,41	8,60
517/79	39,90	3,10	13,26	6,09	7,47	0,19	11,04	9,34
520/79	46,38	2,61	13,63	6,03	6,40	0,17	8,94	8,79
520A-1/79	43,42	3,48	11,62	5,46	8,24	0,18	10,14	9,35
535A/79	49,82	2,29	12,50	2,56	9,71	0,18	8,78	8,14
541/79	46,04	2,72	13,60	2,56	9,40	0,17	9,54	9,10
687/83	40,86	2,67	12,66	7,96	9,61	0,18	10,50	8,98
Д-596/70	46,00	3,00	12,33	3,10	9,15	0,16	9,11	9,10
Д-581/70	42,40	3,80	10,43	5,42	8,95	0,16	9,73	9,10
520B/79	41,94	3,07	12,83	6,11	7,82	0,17	11,41	8,69
520C/79	45,58	2,76	13,24	4,73	7,38	0,18	10,47	8,79
521/79	46,20	2,72	13,50	6,65	5,84	0,19	8,30	9,05
522/79	45,78	2,85	14,57	4,59	7,43	0,17	8,85	8,89
523/79	44,54	3,74	13,31	12,18	1,90	0,17	6,41	10,19
525/79	42,74	3,20	12,45	6,72	7,66	0,22	10,71	8,79
527/79	44,62	3,81	13,60	8,18	5,79	0,16	7,19	9,10
529/79	41,66	3,23	14,05	4,54	8,67	0,18	10,57	9,54
530/79	43,22	3,16	11,36	11,07	3,26	0,18	10,01	9,45
532/79	46,46	2,26	15,26	3,07	6,76	0,20	10,81	8,23
533/79	41,58	3,33	12,87	7,49	6,22	0,17	9,94	9,25
534/79	46,14	2,80	14,82	7,26	5,30	0,18	6,81	8,23
535/79	47,96	2,77	13,91	2,57	9,60	0,21	9,30	8,23
537/79	43,04	2,80	12,91	4,70	8,35	0,20	9,94	9,81
539/79	47,79	2,61	14,07	2,66	9,67	0,17	8,40	9,07
540/79	45,34	2,67	11,93	3,80	8,39	0,23	12,53	6,85

Примечание: анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории "Укрчерметгеология", г. Керчь. Аналитик М.П. Бедриенко.

Базальтоиды плато Дариганга: 1-3/76 - влк. Асхатэ, край лавового потока; 4,5/76 - влк. Асхатын-Дэун-Цаган-Тологой, поток; 8,9/76 - влк. Уха-Тологой, лавовый поток и остатки шлакового конуса; 10,11/76 - влк. Хара-Тологой, поток; 12/76 - южнее песков Барун-Элс, в 500-1000 м от них, к югу от влк. Гангын-Цаган-Обо; 13/76 - остатки покрова между озерами Эрдэнэ-Нур и Сумтийн-Нур, вдоль южной границы песков Барун-Элс; 14/76 - лавовый покров южнее влк. Ихэ-Ула; 15/76 - поток южнее влк. Ихэ-Ула, в 1,5 км от его вершины; 16/76 - лава на вершине влк. Ихэ-Ула; 18,18A/76 - с.-з. склон плато вблизи влк. Будун-Обо; 19, 20/76 - там же, дайка; 21/76 - шлак с мегакристаллом пироксена, влк. Абдыртын-Обо; 23/76 - лава к с.-в. от влк. Будун-Обо; 24/76 - лава, конус влк. Чандомани-Тологой; 25/76 - лава, вершина этого же вулкана; 26, 27/76 - лава, поток, в 1,5 км с.-в. влк. Аца-Улан; 29/76 - покров, в 4,5 км ю.-з. влк. Асхатэ; 30, 30A/76 - лава, конус влк. Алтан-Обо; 32-34/76 - остатки потока ю.-в. влк. Барун-Нэрэтэ-Ула; 37/76 - трахиандезит, край лавового плато, субвулканическое тело; 39/76 - лава,

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	V ₂ O ₅
3,78	1,00	1,01	2,64	99,60	0,046	0,0155	0,0075	0,041
3,18	1,58	0,71	1,35	99,60	0,034	0,0089	0,0062	0,040
3,27	0,65	0,84	3,08	99,51	0,030	0,0204	0,0065	0,041
3,50	1,22	0,72	1,21	98,82	0,042	0,0187	0,0078	0,043
3,00	1,34	1,13	1,54	99,96	0,021	0,0239	0,0050	0,034
2,82	1,78	0,74	1,33	99,60	0,035	0,0182	0,0059	0,044
3,78	2,26	1,26	2,76	99,60	0,019	0,0198	0,0054	0,029
3,33	1,86	0,70	1,24	99,58	0,034	0,0216	0,0065	0,037
4,05	1,42	1,08	1,95	99,49	0,050	0,0221	0,0056	0,025
3,88	2,64	1,15	0,58	99,62	0,018	0,0115	0,0068	0,035
4,10	2,62	1,15	0,53	99,72	0,038	0,0115	0,0067	0,032
3,20	1,50	0,80	0,73	99,86	0,036	0,0191	0,0065	0,045
4,36	0,92	1,02	1,68	99,63	0,027	0,0160	0,0083	0,042
4,32	1,08	1,10	1,85	99,69	0,026	0,0196	0,0065	0,040
2,27	1,21	0,96	2,78	99,75	0,024	0,0490	0,0071	0,044
3,22	1,64	0,84	0,85	99,52	0,070	0,0427	0,0066	0,036
2,75	1,30	1,04	2,04	99,57	0,010	0,0290	0,0050	0,040
2,79	1,30	0,90	1,86	99,62	0,026	0,0325	0,0045	0,030
3,00	0,98	1,00	1,24	99,41	0,010	0,0427	0,0061	0,036
5,70	1,39	0,80	1,59	99,87	0,028	0,0305	0,0073	0,056
3,30	0,75	0,80	1,75	99,55	0,029	0,0330	0,0061	0,048
3,40	1,92	0,99	1,75	99,95	0,036	0,0172	0,0078	0,032
2,89	1,25	0,87	0,78	99,77	0,022	0,0259	0,0051	0,030
2,90	1,90	0,90	1,27	100,10	0,020	0,0220	0,0075	0,037
3,25	1,60	0,73	1,00	100,00	0,002	0,127	0,0078	0,0031
3,51	2,00	0,74	He опр.	96,80				
4,72	1,34	2,17	"	98,22				
3,15	1,93	1,00	1,55	99,67	0,015	0,0290	0,0061	0,046
2,80	1,39	0,72	1,62	99,66	0,021	0,0318	0,0098	0,044
3,25	0,75	1,01	2,26	99,72	0,011	0,0343	0,0049	0,056
2,48	1,34	0,46	2,12	99,53	0,005	0,0193	0,0041	0,040
3,30	0,98	0,76	1,98	99,46	0,030	0,0478	0,0051	0,036
3,05	0,82	1,08	1,90	99,34	0,029	0,0343	0,0123	0,038
3,15	0,60	0,80	2,50	99,50	0,010	0,0275	0,0088	0,038
2,37	1,30	0,84	2,70	99,65	0,029	0,0351	0,0066	0,038
3,50	0,86	0,85	2,78	99,70	0,044	0,0247	0,0082	0,058
2,35	1,60	1,00	1,61	99,61	0,009	0,0279	0,0072	0,038
3,60	0,79	1,19	3,32	99,75	0,011	0,0254	0,0082	0,044
3,30	1,89	0,95	2,01	99,69	0,007	0,0178	0,0040	0,030
2,95	1,49	0,56	0,65	100,20	0,019	0,0239	0,0055	0,036
3,15	1,47	0,95	2,22	99,54	0,021	0,0218	0,0051	0,040
2,80	1,13	0,61	1,00	99,98	0,020	0,0193	0,0070	0,038
3,10	1,80	0,93	1,98	99,55	0,028	0,0478	0,0051	0,038

вершина хр. Бухата-Тологой; 40/76 – Урочище Хойто-Арын-Ула; 41/76 – северный склон влк. Барун-Буссулар-Ула; 42/76 – поток, сев. склон влк. Барун-Буссулар-Ула; 43/76 – с.-в. склон влк. Харата-Ула; 44/76 – конус влк. Тэг-Ула; 45А/76 – лава, конус влк. Авгойт-Ула; 45Б/76 – там же, шлаковидный базальт; 46/76 – лавовый поток, ю.-в. склон влк. Дзун-Буссулар-Ула; 47/76 – влк. Хамарин-Цаган-Тологой, зап. склон, лавовый поток; 48/76 – вершина влк. Хам-Цаг-Тал; 49/76 – остатки покрова, в 2 км от вершины влк. Барун-Нэрэтэ; 50, 51/76 – лава, овраг на западном склоне влк. Барун-Нэрэтэ-Ула; 52–55/76 – южный склон влк. Асхатэ; 56, 57/76 – влк. Асхатын-Дзун-Цаган-Тологой; 58, 59/76 – вершина влк. Хундын-Цаган-Тологой; 62/76 – к с.-в. от него, гора 1319,0; 63/76 – влк. Шутэ-Тологой; 64/76 – в 5 км с.-в. влк. Шутэ-Тологой; 65/76 – лава, влк. Бурхант; 66А/76 – лавовый поток влк. Айбадар-Ула; 67–69/76 – влк. Бусу-Ула, побочный кратер на южном склоне; 70/76 – там же, лава с ксеногенным материалом; 71, 72/76 – там же, восточный склон; 73/76 – влк. Бусу-Ула, вост. кромка кратера; дайка; 73П–75/76 – там же, лава; 76/76 – влк. Айбадар-Ула; 78/76 – южнее влк. Дзун-Буссулар-Ула и севернее, в 6,5 км от влк. Лун-Ула, овраг; 79, 80/76 – влк. Уру-Гуа-Цаган-Тологой, кратер; 81А–85/76 – влк. Лун-Ула; 86/76 – там же, западный

склон вулкана; 87/76 – край потока близ вкл. Дзун-Бусу-Ула, к ю.-в. от него; 88/76 – влк. Дзун-Бусу-Ула; 89/76 – влк. Нам-Уха-Ула, вершина; 90, 91/76 – там же, в 3 км к северу от вершины; 92/76 – влк. Барун-Яргойти-Ула, с.-з. склон; 93/76 – там же, с.-в. склон; 94–96/76 – там же, вблизи вершины влк. Дзун-Яргойти-Ула; 97/76 – близ ключа Мухурын-Булак; 98, 98А/76 (два анализа) – влк. Душ-Ула; 99/76 – влк. Унцуи, ю.-з. склон; 100/76 – влк. Ундур-Хурэтэ; 101–104/76 – влк. Будун-Тологой, в 3 км к с.-в. от его вершины; 105/76 – небольшой кратер вблизи влк. Ац-Ула и Ачатыйн-Душ; 106/76 – влк. Ац-Ула, кратер; 107/76 – влк. Ачагыйн-Душ, западный внешний склон; 108/76 – влк. Ац-Ула, в 1 км к с.-в. от кратера; 109/76 – влк. Богдын-Душ; 110, 111/76 – влк. Шилийн-Богдо, кратерная воронка; 112/76 – с.-в. в 2 км от влк. Богдын-Эмэл; 113/76 – влк. Ббгдын-Эмэл, с.-в. внешний склон; 114/76 – влк. Барун-Хунэг; 115/76 – влк. Ац-Хара; 116, 116^ч/76 – влк. Балудай; 117/76 – влк. Дзун-Хунэг; 118/76 – влк. Ачагыйн-Душ; 119, 120/76 – влк. Сальхитын-Ула, 121/76 – влк. Баин-Хурэ; 122/76 – там же, вершина; 123/76 – там же, с.-в. склон; 124, 124^ч/76 – вулкан, расположенный между влк. Баин-Хурэ и Баин-Цаган; 125/76 – влк. Баин-Цаган; 126/76 – кратер, в 5,3 км к с.-в. от влк. Баин-Цаган; 127/76 – влк. Таван-Тологой; 128/76 – там же, внутренний склон кратера; 129, 130/76 – влк. Талын-Агуйт; 131/76 – лавовый конус в 4 км к с.-в. от влк. Дзун-Хунэг; 132/76 – влк. Хичиг; 133/76 – в 2 км к с.-в. от него; 137/76 – влк. Цулхарын-Ула; 138/76 – там же, ю.-в. склон вулкана; 139, 140/76 – там же, к востоку от вершины; 141/76 – влк. Мурин-Цаган-Тологой; 142/76 – влк. Мурут-Ундур, лавовый поток, восточный край; 143/76 – влк. Сутол-Хан-Ула; 144/76 – влк. Хонгор-Обо; 145/76 – влк. Гангын-Цаган-Обо; 493 В/79 – поток близ сомона Онгон; 495/79 – базальтовый поток, западнее сомона Наран-Гим; 496В/79 – влк. Асгатын-Цаган-Тологой, край потока; 497/79 – там же, конус в 2,5 км к с.-в. от вершины вулкана; 498/79 – там же, конус с отметкой 1505,0; 499/79 – там же, конус в 2 км к с.-в. от вершины; 500/79 – влк. Богдо-Улан, южная стенка кратера; 501/79 – примерно в 1 км западнее точки 500/79; 502А/79 – там же, северный склон оврага; 502В/79 – там же, южный склон оврага; 503/79 – там же, кратер с выс. отметкой 1631,8; 504/79 – влк. Богдо-Улан, примерно в 1,5 км к ю.-з. от влк. Богдо-Улан; 505, 506А, 506В/79 – там же, в 3 км к с.-з. влк. Богдо-Улан; 508, 509/79 – влк. Шувут, в 1 км к ю.-з. от вершины; 510/79 – то же, влк. Байшинт-Тологой; 511/79 – влк. Бага-Ула; 512/79 – влк. Их-Ула; 513, 513-1, 513С₂, 513Д, 513Е (79) – влк. Думду-Нарт-Ула, долеритовый базальт; 514А, 514С/79 – влк. Дзун-Бусу-Ула, поток; 515, 515-1/79 – влк. Думду-Нарт-Ула, край плато; 516/79 – урочище Удын-Барун-Шире, поток в 5 км севернее влк. Думду-Нарт-Ула; 517/79 – включение перидотита, там же, ю.-в. борт урочища Удын-Барун-Шире; 520, 520А-1 (79) – влк. Дзун-Нерэтэ, вершина; 520В/79 – там же, с.-з. склон вулкана; 520С/79 – там же, лавовый купол в кратере; 521/79 – там же; 522/79 – влк. Нам-Будун; 523/79 – влк. Майхант; 525/79 – влк. в 14 км к ю.-в. от влк. Думду-Нарт-Ула; 527/79 – шлаковый конус, примерно в 300 м ю.-з. от влк. Майхант; 529/79 – вулканический кратер в 2 км к с.-з. от влк. Уха-Тологой; 530/79 – влк. Ламт-Ула; 532/79 – влк. Хэрэ-Будун; 533/79 – влк. Холбо-Тологой; 534/79 – шлаковый конус, примерно в 14 км от влк. Холбо-Тологой, к с.-в. от него; 535, 535А/79 – вкл. Хуху-Обо; 537/79 – кратер вулкана к ю.-в. в 10 км от влк. Хургал-Хурду; 539/79 – влк. Джангат-Ула; 540/79 – влк. Хоцо-Ула; 541/79 – лавовый поток, примерно в 1 км к ю.-в. от влк. Хоцо-Ула; 687/83 – влк. Хойт-Сэжжитийн-Чулут, останец лавового потока; Д-596/70 – влк. Асхатэ, южный склон; Д-581/70 – влк. Бусу-Ула.

Обр. 37/76 и 40/76 – вулканы докайнозойского возраста.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Г л а в а I. Геология плато Дариганга (А.Я. Салтыковский)	8
Исторический очерк	8
Геоморфология и особенности геологического строения Дариганги	11
Стратиграфия и возраст вулканических пород	20
Г л а в а II. Кайнозойские вулканогенные породы Дариганги (А.Я. Салтыковский)	22
Петрохимические типы базальтоидов и проблемы их классификации	22
Минералого-петрографическое описание	31
Геохимия базальтоидов	42
Сопоставление вулканических пород Дариганги с кайнозойскими базальтоидами из других регионов Азии	47
Г л а в а III. Включения мегакристаллов (Ю.С. Геншафт)	50
Общие сведения о находках мегакристаллов на Дариганге	50
Мегакристаллы моноклинных пироксенов	51
Мегакристаллы К – Na полевых шпатов и плагиоклазов	57
Мегакристаллы ильменита	64
Мегакристаллы оливина	66
Мегакристаллы граната	66
Мегакристаллы слюды	67
Мегакристаллы кварца	68
Мегакристаллы циркона	68
Геохимия мегакристаллов полевых шпатов, моноклинных пироксенов и ильменитов	69
Являются ли мегакристаллы интрателлурическими фазами?	73
Мегакристаллы – индикаторы глубинных процессов преобразования вещества	76
Г л а в а IV. Ксенолиты глубинных пород (Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский)	78
Включения группы шпинелевых перидотитов	78
Включения гранатовых перцолитов	84
Включения пироксенитов "черной" серии	90
Включения пород земной коры	93
Г л а в а V. Основные черты кайнозойской геодинамики и вулканизма Дариганги (А.Я. Салтыковский)	97
Распределение температуры в недрах Дариганги	97
Геофизические поля и вещественный состав глубинных зон	103
Условия формирования и эволюции базальтовых магм	105
Геодинамический режим Дариганги. Некоторые черты геодинамики Центральной и Восточной Азии	112
З а к л ю ч е н и е	116
Л и т е р а т у р а	118
П р и л о ж е н и е	124

ГАРЧИГ

Оршил	5
Б ү л э г I. Дарьгангын бэгэлцэгийн геологи (А.Я. Салтыковский)	8
Судалгааны түүх	8
Дарьгангын геологийн тогтоцын онцлог, геоморфологи	11
Галт уулын чулуулгийн нас, давхаргазүй	20
Б ү л э г II. Дарьгангын шинэ термэлийн эриний галт уулын чулуулаг (А.Я. Салтыковский) ..	22
Хүрмэн чулуулгийн петрохимийн торлууд, тэдгээрийн ангилалын асуудал	22
Минералоги – петрографийн бичиглэл	31
Хүрмэн чулуулгийн геохими	42
Дарьгангын галт уулын чулуулгийг Азийн бусад муж нутгийн шинэ термэлийн эриний хүрмэн чулуулагтай харьцуулах нв	47
Б ү л э г III. Мега талстын шигдцүүд (Ю.С. Геншафт)	50
Дарьгангын мега талстуудын олдворын тухай ерөнхий ойлголт	50
Моноклин пироксений мега талстууд	51
Плагиоклах ба хээрийн жоншны (K = Na) мега талстууд	57
Ильменитийн мега талстууд	64
Оливиний мега талстууд	66
Анарын мега талстууд	66
Гялтгануурын мега талстууд	67
Болорын мега талстууд	68
Цирконий мега талстууд	68
Ильменит, моноклин пироксен, хээрийн жоншны мега талстуудын геохими	69
Мега талстууд интрателлурийн ve шат болох эсэх тухай	73
Бодисын еерчлелтийн гүний үйл явцын таниур – мега талстууд	76
Б ү л э г IV. Гүний чулуулгийн ксенолитууд (Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский)	78
Шпинелт перидотитийн бүлгийн шигдцүүд	78
Анарт лерцолитын шигдцүүд	84
"Хар" судлын пироксенитийн шигдцүүд	90
Газрын царцдас чулуулгийн шигдцүүд	93
Б ү л э г V. Дарьгангын вулканизм ба шинэ тармэлийн эриний геодинамикийн үндсэн шинж (А.Я. Салтыковский)	97
Дарьгангын гүний чулуулгийн температурын хуваарилалт	97
Гүрий бүсийн бодисын найрлага, гоефизикийн орон	103
Хүрмэн чулууны маагм үүсч бүрэлдэх, хувирах нөхцөл	105
Дарьгангын геодинамикийн горим. Тев ба Зүүн Азийн геодинамикийн зарим шинж	112
Дүгнэлт	116
Ашигласан хэвлэл	118
Приложение	124

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. Geology of the Dariganga plateau (<i>A.Ja. Saltykowsky</i>)	8
Historical sketch	8
Geomorphology and peculiarities of the geological structure of Dariganga	11
The stratigraphy and age of volcanic rocks	20
Chapter II. Cenozoic volcanic rocks of Dariganga (<i>A.Ja. Saltykowsky</i>)	22
Petrochemical types of basaltoids and the problem of their classification	22
Mineralogy and petrography of basaltoids	31
Geochemistry of basaltoids	42
Comparison of the Dariganga volcanic rocks with the Cenozoic basaltoids from other Asian regions	47
Chapter III. Megacrysts inclusions (<i>Yu.S. Genshaft</i>)	50
General information about megacrysts in Dariganga basalts	50
Clinopyroxene	51
K – Na feldspar and plagioclases	57
Ilmenite	64
Olivine	66
Garnet	66
Quartz	67
Mica	68
Zircon	68
Geochemistry of feldspars, clinopyroxenes and ilmenites	69
Are megacrysts intratelluric phases?	73
Megacrysts as indicators of deep processes of substance transformation	76
Chapter IV. Deep xenoliths (<i>Yu.S. Genshaft and A.Ja. Saltykowsky</i>)	78
Spinel – peridotites inclusions	78
Garnet – lherzolites	84
Pyroxenites of "black series"	90
Crustal inclusions	93
Chapter V. General features of Cenozoic geodynamics and volcanism of Dariganga. (<i>A.Ja. Saltykowsky</i>)	97
Distribution of temperatures in interior of Dariganga	97
Geophysical fields and composition of deep – seated zones	103
Conditions of the origin and evolution of basaltic magmas	105
Geodynamic regime of Dariganga. Some features of geodynamics of the Central and East Asia	112
Conclusions	116
References	118
Supplements	124

Артур Яковлевич Салтыковский
Юрий Семенович Геншафт

**ГЕОДИНАМИКА КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА
ЮГО-ВОСТОКА МОНГОЛИИ**

Труды Совместной Советско-Монгольской
научно-исследовательской геологической экспедиции

Вып. 42

*Утверждено к печати Совместной Советско-Монгольской
научно-исследовательской геологической экспедицией*

Редактор *Т.Ю. Маренина*. Редактор издательства *А.А. Фролова*
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*. Технические редакторы *Г.И. Астахова, Г.А. Фетисова*
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31040

Подписано к печати 15.10.85. Т — 19540. Формат 70 × 100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,1 + 1,6 вкл. Усл.кр.-отг. 13,0. Уч.-изд.л. 14,4
Тираж 650 экз. Тип. зак.813. Цена 2 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2р. 20 к.



« НАУКА »