

## Кайнозойский вулканизм Монголии

Ю. С. Геншафт, А. Я. Салтыковский

Объединенный институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН

**Аннотация.** Охарактеризован кайнозойский вулканизм Монголии и приведено описание базальтоидов и содержащихся в них глубинных включений. На основании геолого-геоморфологических данных в Монголии выделяется 17 отдельных ареалов базальтового вулканизма. Широкое площадное развитие вулканизма в кайнозое началось на границе мела и палеоцена с максимальным проявлением активности в миоцене. Изотопное датирование позволило выделить несколько временных этапов вулканизма. Изучение латеральных изменений в поведении петрогенных элементов дало возможность выделить Хангайское нагорье в качестве особого структурного элемента Монголии или “центра симметрии”, относительно которого в субмеридиональном и широтном направлениях изменяются содержания щелочей,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Единичная находка молодых кислых лав в Центральной Монголии может служить указанием на возможность, хотя бы локального, проявления бимодального магматизма, характерного для рифтогенных структур. Большинство глубинных ксенолитов из исследованных в этом регионе базальтов обладают явными признаками наложенных метасоматических изменений, результатом которых явилось появление слюды, амфибола, ильменита, апатита и т.д. Проведен сравнительный анализ геохимических особенностей базальтоидов Забайкалья, Монголии и, частично, Северо-Восточного Китая, который показал, что концентрации РЗЭ свидетельствуют об интенсивном фракционировании расплава, из которого генерировались базальты. Спайдер-диаграммы по ультраосновным включениям из базальтов Хамар-Дабана и Бартоя показали, что ксенолиты из базальтов Бартоя более истощены по большинству малых элементов при сравнении с Хамар-Дабанскими. Для всех включений Забайкалья, Монголии и Китая характерно равномерное распределение малых элементов, хотя они и обогащены (по сравнению с хондритом)  $\text{Cs}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Yb}$ . Изотопия  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  показывает, что составы базальтов и стекол в перидотитовых включениях укладываются вдоль мантийной последовательности резервуаров DM, N-MORB, EM. Анализ глубинного строения и геофизические данные (включая томографию) свидетельствуют о наличии под большей частью ареалов кайнозойского вулканизма “горячих” низкоскоростных и разуплотненных блоков верхней мантии (диалиров). Минеральная геотермометрия позволяет построить палеогеотермы, свидетельствующие о разогреве подкорковой части верхней мантии на  $100\text{--}200^\circ\text{C}$  за время около 20 млн лет. Авторы придерживаются представлений о рифтогенном эндогенном режиме кайнозойского вулканизма в Монголии. Подавляющая часть ареалов вулканизма находилась в предрифтовой стадии эволюции рифтового режима.

### Введение

Монголия была ареной активной вулканической деятельности на протяжении всего фанерозоя. Отдельные периоды наиболее интенсивного внутриконтинентального магматизма с наибольшими объемами извергнутых пород отмечаются в перми, юре, мелу, кайнозое. Согласно современным представле-

---

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00038.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 15 сентября 2000.

URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE00038/RJE00038.htm>

ниям о структурной приуроченности магматизма, кайнозойский вулканизм Монголии относится к континентальному внутриплитному типу [Kovalenko *et al.*, 1995; Wilson, 1989]. Он характеризуется приуроченностью к отдельным пространственно изолированным друг от друга ареалам, в пределах которых проявлялся в различные интервалы времени – от палеогена до голоцена. За исключением Хубсугульского ареала на севере Монголии, который явно входит в структуру Байкальской рифтовой зоны [Грачев, 1987; Грачев и др., 1981; Милановский, 1976], остальные вулканические ареалы не имеют отчетливых признаков приуроченности к рифтогенным структурам и поэтому Монголию в кайнозое в целом рассматривают как область тектоно-магматической активизации [Магматические..., 1987; Салтыковский, Геншафт, 1983]. Вместе с тем, в ряде работ отмечается, что по вещественному составу вулканитов и некоторым геофизическим данным кайнозойский вулканизм сопоставим с таковым рифтогенного типа [Грачев и др., 1981; Кононова и др., 1993] и, вероятно, характеризует ранние стадии в эволюции рифтового эндогенного режима [Геншафт, Салтыковский, 1985а, 1985б; Грачев, Девяткин, 1997; Магматические..., 1985; Салтыковский и др., 1980].

В отдельные геологические эпохи вулканические породы формировали различные петрохимические серии и ассоциации вулканических пород, соответствующие изменениям в эндогенном (или геодинамическом) режиме. Для кайнозоя характерен отчетливо выраженный базальтовый вулканизм, породы представлены относительно слабо дифференцированными базальтами щелочно-оливиновой серии [Кепежинская, 1979; Кононова и др., 1993; Салтыковский, Геншафт, 1983; Салтыковский и др., 1980, 1981]. Следует отметить, что Монголия является только частью обширнейшей территории Азии, на которой отмечен кайнозойский базальтовый вулканизм – от крайнего юго-востока, в пределах Вьетнама, через Китай, Байкальскую рифтовую зону, Становой хребет и Приморье до Чукотки на севере. Более того, вспышка кайнозойского вулканизма является отличительной чертой в геологической истории Земли и, как полагают, обусловлена интенсивным развитием в это время материкового рифтового эндогенного режима [Белоусов, 1978]. Наиболее интенсивно кайнозойский вулканизм в Монголии изучался во второй половине XX века, особенно в ходе работ Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, организованной Академиями наук двух стран. Результаты исследований опубликованы в многочисленных статьях и монографиях [Геншафт, Салтыковский, 1985а, 1985б, 1990; Девяткин, 1981; Кепежинская, 1979; Кононова и др., 1993; Салтыковский, Ген-

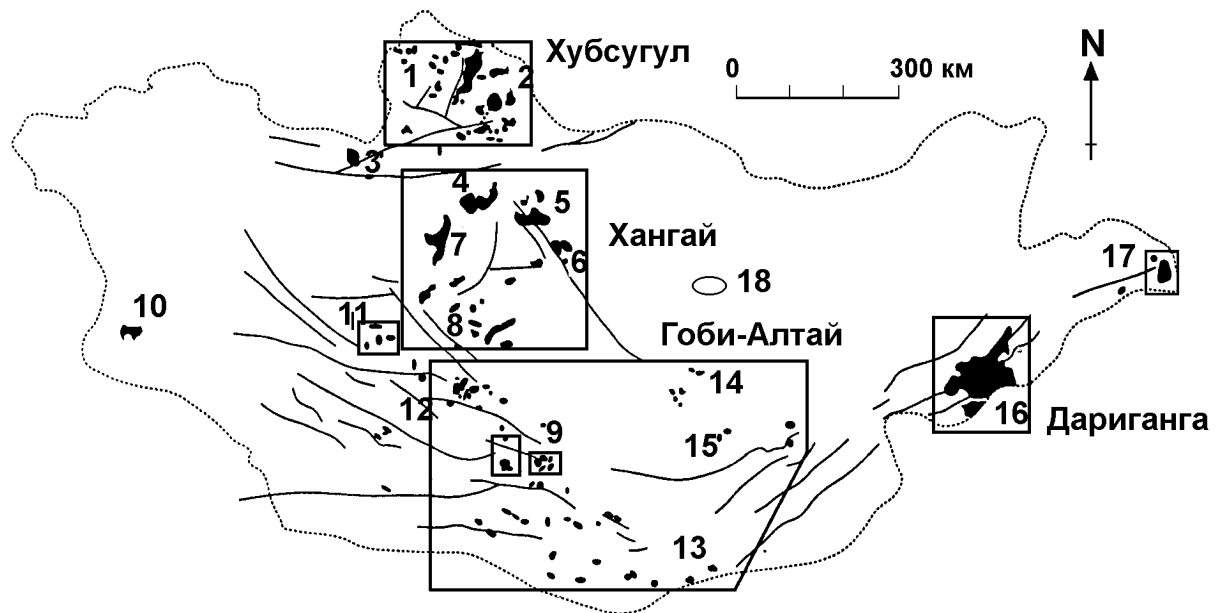
шафт, 1983; Салтыковский и др., 1980, 1981]. Однако, по сей день нет единого мнения о природе этого явления, высказываются и обосновываются положения о пассивном [Киселев, Попов, 1990; Меляховецкий, 1997; Molnar and Tappanier, 1975] и активном [Кононова и др., 1993] рифтинге, влиянии мантийного диапира [Геншафт, Салтыковский, 1979, 1989; Салтыковский, Геншафт, 1985] или плюма [Windley and Allen, 1993] на процессы магматизма и вулканизма. Между тем, многие черты кайнозойского вулканизма Монголии и особенности его продуктов – вулканических пород и выносимых ими глубинных включений могут иметь ключевое значение для понимания физико-химических условий и процессов в недрах Земли при мантийном магмогенезе и взаимодействии разноглубинных оболочек планеты.

В настоящей работе приведены обобщенные данные по кайнозойскому вулканизму Монголии, дана вещественная характеристика вулканитов, глубинных включений – полнокристаллических пород и мегакристаллов, оценены мантийные термический и окислительно-восстановительный режимы, деформационно-напряженное состояние областей магмогенеза, изотопно-геохимическая природа мантийных источников магм, дана оценка вероятному эндогенному режиму Монголии в кайнозое и геодинамических условий вулканизма.

## Ареалы кайнозойского вулканизма, их структурное положение

В настоящее время кайнозойский вулканизм в Монголии проявляется в виде различных по морфологии, строению и степени сохранности геологических образований. Самые древние – эродированные субвулканические тела (некки, штоки, дайки), останцы лавовых потоков и покровов, встречаются зачастую в виде горизонтов среди осадочных толщ. Молодые – долинные лавовые потоки и хорошей сохранности шлаковые и лавовые центры извержений – вулканические конусы. В стратиграфическом разрезе более ранние базальты часто представлены вершинными покровами платобазальтов. Изучение лавовых толщ показало, что кайнотипный облик лав не всегда свидетельствует об относительной молодости эффузивов. Так, базальты в долинах рек Керулен, Желтура и некоторые другие, отнесенные по своему внешнему облику к кайнозой [Селиванов, 1972], по результатам изотопных датировок, оказались мезозойскими образованиями.

На основании геоморфологических и геохронологических данных авторами выделены, по крайней мере, 17 отдельных районов, или ареалов кайно-



**Рис. 1.** Схема положения ареалов кайнозойского базальтового вулканизма Монголии: 1 – Западное Прихубсугулье, 2 – Восточное Прихубсугулье, 3 – Тэсийнгольский, 4 – Хануйгольский, 5 – Орхон-Селенгинский, 6 – Угейнурский, 7 – Тарят-Чулутуинский, 8 – Южно-Хангайский, 9 – Долиноозерский, 10 – Барун-Хурайский, 11 – Дзабханский, 12 – осевая зона Гобийского Алтая, 13 – Северо-Гобийский, 14 – Мандал-Гобийский, 15 – Ундэр-Шильский, 16 – Дариганга, 17 – Нумургийнгольский (Халхингольский), 18 – Хэнтэйский. Прямоугольниками показаны обобщенные лавовые поля, по [Barry and Kent, 1998].

зойского вулканизма в Монголии (рис. 1). С некоторыми отличиями в названиях ареалов подобная схема приведена Е. В. Девяткиным [Девяткин, 1981]. Большая их часть располагается в субмеридиональной полосе шириной до 600 км, протягивающейся от Хамар-Дабана и Прихубсугулья на севере до Гобийского Алтая и Северо-Гобийского ареала на юге между  $97^\circ$  и  $105^\circ$  в.д. К западу от этой полосы выделяется Барун-Хурайский ареал на юге Монгольского Алтая [Кежежинскас, 1979; Селиванов, 1972], простирающийся в пределы Китайской Джунгарии. Восточнее можно выделить три зоны: Мандал-Гобийский, Ундэр-Шильский ареалы и восточная часть Северо-Гобийского ареала, которые составляют западную субмеридиональную зону; плато Дариганга, простирающееся в юго-восточном направлении в район КНР (Внутренняя Монголия), и на крайнем востоке – Халхингольский ареал в долине р. Нумургин-гол.

В. И. Селиванов, впервые выделивший на территории Монголии обособленные районы (ареалы) кайнозойского вулканизма, насчитывает их 11, объединяя некоторые из отмеченных нами в более крупные [Селиванов, 1972]. Так, Восточное и Западное Прихубсугулье объединены в Хубсугульский район, Ха-

луйгольский, Орхон-Селенгинский и Угейнурский – в Булганский, Мандал-Гобийский, Ундэр-Шильский – в Гобийский и т.д. В дополнение к отмеченным нами, этим автором выделен юго-восточнее и восточнее Улан-Батора Хэнтэйский район, где указываются три достаточно удаленных друг от друга вулканических участка, представленных лавовым плато и небольшими вулканическими аппаратами. Отсутствие изотопных датировок не позволило, видимо, другим авторам отнести этот район к области проявления кайнозойского вулканизма, хотя в ряде публикаций отмечается кайнотипный облик вулкаников, наличие сохранившихся центров извержений с пирокластикой и стеклом. Особенно показателен в этом отношении район Нилга-сомона, где молодость вулканической деятельности отмечалась еще Ч. Р. Бэрки и Ф. К. Моррисом [Berkey and Morris, 1927]. Авторы посетили этот район в 1985 г., где в западном борту Нилгинской депрессии вблизи горы Нилга-ула (высота 1444 м) обнаружили несколько небольших, хорошо сохранившихся шлаковых конусов, сложенных абсолютно свежими черными и темно-серыми окисленными бурыми шлаками, обломками черного обсидиана, осадочных и более древних эффузивных пород. Петрохимиче-

ские и геохронологические исследования показали, что вулканические породы, слагающие эти центры, относятся к высокоглиноземистым субщелочным дацитам позднеплиоценового возраста [Геншафт и др., 1990]. Проявления молодого базальтового вулканизма в этом районе авторам не известны и образование здесь кислой магмы требует дальнейших исследований. Таким образом, Хэнтэйский ареал существенно расширяет область кайнозойского вулканизма в Монголии и указывает на проявления кислого магматизма на этом этапе. Поэтому на схеме кайнозойского вулканизма в Монголии (рис. 1) нами выделена эта часть Хэнтэйского ареала, указанного В. И. Селивановым.

Существуют и другие схемы районирования кайнозойского вулканизма Монголии. Так, в одной из последних работ [Barry and Kent, 1998] выделены четыре основные области кайнозойского базальтового вулканизма: Хангайское нагорье, область вокруг оз. Хубсугул, Дариганга и Гобийский Алтай, включающие в себя отмеченные нами выше ареалы. Кроме этих четырех крупных областей упомянуты Халхингольский и Дзабханский районы.

Общая площадь кайнозойского вулканизма составляет около 20% всей территории Монголии и покрывает различные тектонические структуры страны. Вулканические породы кайнозой накладываются на платформенные и складчатые разновозрастные сооружения, приурочены к впадинам и депрессиям, к молодым горно-складчатым структурам. Согласно работе [Девяткин, 1981] можно выделить 3 основных морфологических структурных типа, с которыми связан кайнозойский вулканизм: 1) рифтовые структуры Северной Монголии (Хубсугул и Прихубсугулье) – байкльский тип горообразования; 2) крупные сводово-горстовые поднятия Хангая и Хэнтэя (Хангайский тип горообразования); вершинные базальты Хангая, очевидно, связаны с предшествующим горообразованием платформенным режимом земной коры, а базальты Тарятской впадины и долины р. Чулутунин отвечают более поздним этапам образования Хангайского нагорья и наложенных узких грабен; 3) крупные линейные зоны впадин, наследующих элементы нижнемезозойских структур активизации (предалтайский и долиноозерский типы впадин), с которыми связаны соответствующие вулканические ареалы.

Активная молодая тектоника Монголии и высокая сейсмичность, как правило, не сопровождаются вулканизмом, что особенно характерно для Западной Монголии, где в кайнозой сформировался сильно расчлененный горный рельеф в результате контрастных и дифференцированных движений. Области развития кайнозойского вулканизма определяются зонами новообразованных разломов и дислокациями

более древнего заложения. В целом можно отметить приуроченность основных ареалов кайнозойского вулканизма к субмеридиональной редукционной структуре поднятия [Солоненко и др., 1960].

## Возрастное расчленение

Стратиграфия кайнозойских базальтов Монголии основана в значительной мере на геоморфологических соотношениях с рельефом и осадочными отложениями, подкрепленными результатами геохронологических изотопных датировок К/Аг методом. Наиболее полное и обоснованное возрастное расчленение эффузивов дано в работе [Девяткин, 1981]. Позднее авторы и другие исследователи получили новые данные об абсолютных возрастах кайнозойских базальтов из различных ареалов [Агеева и др., 1988; Геншафт и др., 1990; Кононова и др., 1988; Салтыковский и др., 1984 Шувалов, Николаева, 1985]. Е. В. Девяткиным подробно рассматриваются вопросы геохронологии базальтов и их структурное положение. Было показано, что наиболее ранние вулканические проявления в кайнозой относятся к палеоцену-эоцену и распространены южнее Гобийского Алтая между сомоном Баян-Лэг и аймаком Далан-Дзадгад, а также в пределах Мандал-Гобийского и Ундэр-Шильского ареалов. Базальты Халхингольского ареала, рассматриваемые ранее как плиоцен-четвертичные образования [Кеппежинская, 1979], по нашим данным [Геншафт и др., 1990] являются эоценовыми. Вулканические тела представлены некками, сложенными плотными столбчатыми базальтами, и субвулканическими образованиями; иногда сохраняются остатки базальтовых покровных лав. В этих районах установлены также базальты нижнемелового возраста. Олигоценные породы определены в южной части Хангайского нагорья (водораздельные останцы покровов), в различных местах Долины Озер. Породы миоценового возраста наиболее широко распространены среди кайнозойских вулканитов Монголии. Они практически перекрывают ареалы распространения олигоценных базальтов и прослеживаются по всей субмеридиональной зоне: на севере до ареалов в районе оз. Хубсугул и на юге в осевой зоне Гобийского Алтая (хребет Ихэ-Богдо). На западе это базальты Дзабханского ареала, на востоке – Угейнурского. Вулканизм на плато Дариганга также начался в миоцене.

Плиоценовый вулканизм занимает сокращенную относительно миоцена площадь, базальты этого возраста широко распространены в Хангайском нагорье, Орхон-Селенгинской зоне, в Прихубсугулье и на плато Дариганга. Это – часть вершинных покровов

и террас в долинах рек. Еще меньшую площадь занимают четвертичные базальты. Они известны в долинах рек Хангайского нагорья – в Тарятской впадине (долины рек Чулутуин, Сумэин, Гичигине), в долине р. Орхон и р. Хануй, на Дариганге. С молодыми темносерыми, почти черными лавовыми потоками часто ассоциируют моногенные шлаковые конуса.

Для некоторых ареалов – Чулутуинский, Долиноозерский, Дариганга устанавливаются отдельные вспышки вулканической активности, отделенные друг от друга периодами относительного покоя [Кононова и др., 1988; Hock et al., 1999]. Так в Долиноозерском ареале выделены три временных уровня активности базальтового вулканизма: около 31,5, 28 и 13 млн лет [Hock et al., 1999]. Дискретные возрастные уровни вулканизма определены в Хангайском нагорье, на плато Дариганга, в Джиндинском вулканическом поле БРЗ [Кононова и др., 1988]. В каждом из изученных районов отмечается 2–3 цикла с периодом покоя между циклами от сотен тысяч до десятков миллионов лет. Следовательно, в отдельных пространственно разобщенных районах существовали свои временные ритмы вулканической активности. Отмечаются этапы проявления вулканизма в позднем мезозое-кайнозое на территории Южной Монголии [Ярмолюк и др., 1990, 1995].

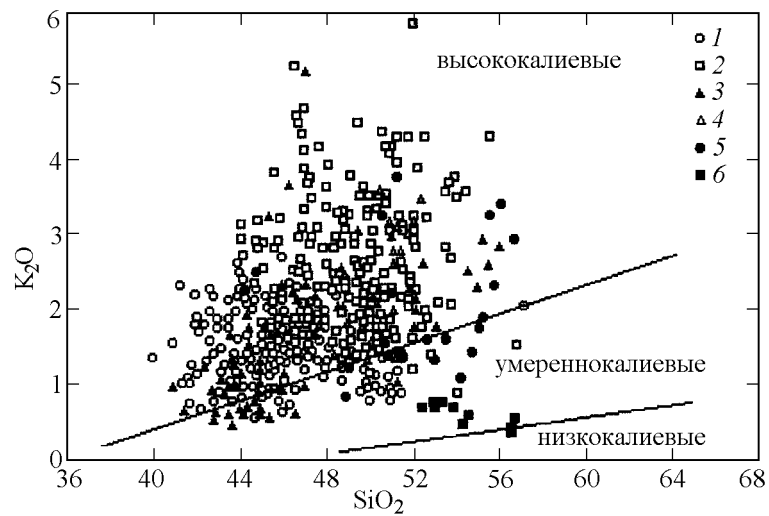
Таким образом, устанавливается широкое площадное развитие вулканизма на протяжении всего кайнозоя в разных частях Монголии. Начавшись на границе мела и палеоцена, он широкой субширотной полосой охватил южную зону Монголии, от Гобийского Алтая до Халхингола. В олигоцене ареалы вулканизма оказались смещенными на север, до Хангайского нагорья, возможно, с некоторым сокращением по площади. Наибольшего размаха по площади и объему вулканических извержений базальтов достигли в миоцене. В дальнейшем происходило неуклонное сокращение вулканизма и его стягивание в грабеновые (рифтогенные?) структуры.

### Петрохимические типы, закономерности пространственно-временных вариаций

В основу рассмотрения особенностей состава кайнозойских базальтов Монголии были положены данные о химизме более 700 отобранных авторами образцов из всех упомянутых выше ареалов. Все анализы выполнены методами “мокрой” химии в лаборатории “Укрчерметгеологии”, г. Керчь с 1976 по 1986 гг. По петрохимическим данным вулканиды относятся к щелочно-оливиновой серии слабо дифференцированных базальтов преимущественно К-На типа [Классификация..., 1981]. Разные классифика-

ционные схемы вулканических горных пород по химическому составу приводят к различным номенклатурным определениям рассматриваемых пород Монголии. Так, по известным классификациям Х. Йодера и К. Тилли [Yoder and Tilley, 1962], Д. Кумбса и Дж. Уилкинсона [Coombs and Wilkinson, 1969], Д. Грина [Green, 1970], Т. Ирвина и У. Барагара [Irvine and Baragar, 1971], Р. Ле Мэтра [Le Maitre, 1968, 1989] и др. кайнозойские вулканиды Монголии были подразделены на щелочно-базальтовые, толеитовые и известково-щелочные серии, отнесенные к ассоциациям натровых и калиевых базальтоидов [Кеппежинская, 1979], объединяемых в пять основных групп: щелочные оливиновые базальты, базаниты, оливиновые толеиты, оливиновые базальты, кварцевые толеиты [Салтыковский и др., 1980]. Согласно [Le Maitre, 1989], по абсолютному содержанию  $K_2O$  подавляющее большинство образцов принадлежит к полю высококалиевых пород. Значительно меньшая часть относится к полю умеренно калиевых пород, а к натровому типу принадлежит только один (!) образец базальтоидного андезита халхингольского ареала (рис. 2). По классификации [Middlemost, 1975], все изученные образцы распределяются в поля Na и K серий. Если за основу выделения Na и K типа пород взять отношение оксидов  $Na_2O/K_2O$  [Классификация..., 1981], то, как отмечалось выше, наиболее распространены вулканиды калий-натриевого типа (рис. 3), а к собственно Na и K типам принадлежат по 4% от всего количества проанализированных образцов. Авторы настоящей работы уже отмечали условность и несовершенство такого рода классификаций и выделения так называемых натриевых и калиевых серий щелочных пород [Салтыковский, Геншафт, 1985]. Известны единичные находки пород, содержащих модалный лейцит, на Дариганге [Каминский, Храпов, 1980] и в Тарятском ареале [Агафонов, Еркушев, 1984; Каминский, 1980; Кононова и др., 1993], тогда как на диаграммах, по которым производят выделение указанных типов щелочных пород [Le Maitre, 1989], подавляющая часть фигуративных точек вулканидов почти из всех рассматриваемых ареалов Монголии попадает в поле калиевых серий. В средних анализах базальтовых пород Гобийского Алтая, Тарятского, Хануйского и Орхонского ареалов [Barry and Kent, 1998; табл. 1] приведены исключительно высокие содержания  $K_2O$  (более 6 мас.%) и суммы щелочей (более 10 мас.%), кстати не согласующиеся с диаграммой “щелочи – кремнезем”, показанной в цитируемой работе на рис. 4. Ошибочность приведенных цифр несомненна и не заслуживает обсуждения.

Химические составы изученных образцов, их модалный минеральный состав позволяют прийти к выводу, что кайнозойские вулканиды Монголии при-



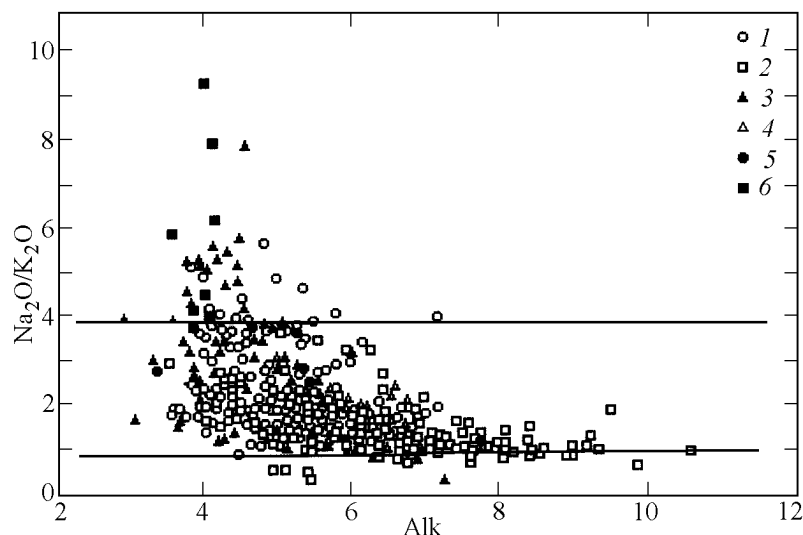
**Рис. 2.** Диаграмма Ле Мэтра [Le Maitre, 1989]  $K_2O-SiO_2$  для кайнозойских базальтов Монголии. 1 – Дариганга, 2 – Центральная Монголия (Хангайское нагорье), 3 – Мандал-Гобийский и Ундэр-Шильский ареалы, 4 – Хубсугул и Тэсингольский ареал, 5 – меловые базальты, 6 – Нумургийнгольский ареал.

надлежат в основном к серии щелочно-оливиновых пород и меньшая часть – к серии субщелочных (толеитовых) и переходных разностей.

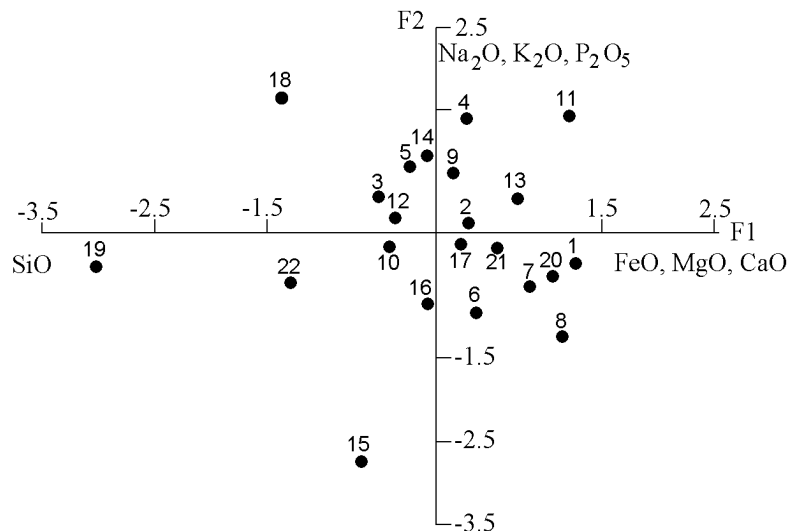
В табл. 1 приведены средние химические составы вулканитов из различных районов и ареалов кайнозойского вулканизма Монголии и стандартные отклонения от средних значений. Использование методов многомерной статистики (факторного анализа по методу главных компонент и иерархического кластерного анализа) позволяет сопоставить вулканиты по их химизму. Факторный анализ показал, что

основная изменчивость составов вулканитов обусловлена прежде всего вариациями в содержании щелочей, кремнезема, оксидов, магния, титана и железа (первый и второй факторы, совокупный вклад которых в общую изменчивость вулканитов составляет 62%). Далее существенны вариации в содержании титана и трехвалентного железа (третий и четвертый факторы). Значения факторных нагрузок приведены в табл. 2.

Кластеризация рассматриваемых районов и ареалов показала, что при любых вариантах учета



**Рис. 3.** Диаграмма  $Na_2O/K_2O - Alk$  для монгольских базальтов с выделением полей Na и K серий, по [Классификация..., 1981]. Обозначения см. рис. 2.



**Рис. 4.** Диаграмма факторных нагрузок для районов и ареалов кайнозойского вулканизма Монголии. 1 – Дариганга, 2 – Чулутуин-гол, 3 – Долина Озер, 4 – Тарятская впадина, 5 – Угей-нур, 6 – Их-Тамир, 7 – Мандал-Гобийский, 8 – Ундэр-Шильский, 9 – Орхон, 10 – Хануй-гол, 11 – Ихэ-Тулбури-гол, 12 – Восточное Прихубсугулье, 13 – Западное Прихубсугулье, 14 – Тэсийн-гол, 15 – Нумургийн-гол, 16 – Дзабхан, 17 – Южно-Хангайский, 18 – Гобийский Алтай, 19 – Алтан-Ширэ, 20 – Бу-Цаган, 21 – вся Монголия, 22 – меловые базальты.

переменных, по которым проводится анализ (т.е. совокупности петрогенных элементов от полного набора до минимального количества, определяемого факторными нагрузками в первом и втором факторах), вулканы в долине р. Нумургийн обособляются от всех остальных. Примером тому служат дендрограммы, построенные при учете первых двух факторов (рис. 4) и совокупности следующих переменных  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Alk}$ ,  $\# \text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (рис. 5). Достаточно обособлены по особенностям химического состава базальтоиды из осевой части Гобийского Алтая и района Алтан-Ширэ. К базальтам Дариганги по составу ближе всего вулканы Ундэр-Шильского и Мандал-Гобийского ареалов. При разных выборах переменных при кластеризации к базальтам Дариганги оказываются близки базальты долины р. Ихэ-Тулбури и Дзабханского ареала. Базальты Прихубсугулья близки по химизму к породам более южных районов – бассейна р. Селенга и Хангайского нагорья.

С учетом данных анализа химизма вулканитов методами многомерной статистики и на диагностических петрологических диаграммах, заложенных в компьютерные программы IGPET, NEWPET и другие, в петрохимическом отношении достаточно четко противопоставляются вулканы ареалов, расположенных восточнее  $106^\circ$  в.д. (ареалы Дариганга, Ундэр-Шильский, Мандал-Гобийский, Алтан-Ширэ)

и в субмеридиональной полосе западнее этого меридиана (табл. 1). В “восточном” сегменте вулканы характеризуются пониженными содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , суммы щелочей, пониженными величинами отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , повышенными содержаниями  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ , суммарного железа в виде  $\text{FeO}^*$ , а также повышенной величиной отношения  $\text{SiO}_2/\text{Alk}$ . Гистограмма распределения содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  в “восточных” вулканидах асимметрична относительно моды с пологим спуском в сторону меньших концентраций, т.е. модальное значение меньше среднего арифметического для рассматриваемой выборки. Обратное соотношение модальных и средних значений устанавливается для вулканитов “центральной” и “северной” частей Монголии. Последняя формально может быть выделена как принадлежащая к Байкальской рифтовой зоне [Грачев и др., 1981]. В нее входят Хубсугульские ареалы и Тэсингольский. В целом следует отметить хорошую сходимость модальных и средних арифметических значений содержаний основных петрогенных элементов в выделенных трех сегментах кайнозойского вулканизма Монголии: “восточной”, “центральной” и “северной”.

В предыдущих публикациях были показаны закономерные площадные изменения в содержании отдельных петрогенных элементов в кайнозойских вулканидах Байкало-Монгольского региона [Грачев

**Таблица 1.** Средние химические составы (мас.%) и стандартные отклонения пород кайнозойских базальтовых ареалов Монголии

Зона	Северная зона			Центрально-монгольская зона											
Район	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	51,08	49,21	48,42	46,98	49,24	48,58	48,38	50,19	51,94	46,88	50,15	48,96	50,74	49,15	53,20
	0,62	1,37	1,48	2,49	2,92	2,32	1,72	1,63	1,08	2,05	1,22	1,32	—	2,74	2,05
TiO <sub>2</sub>	2,28	2,19	2,23	2,12	1,88	2,26	2,22	2,48	2,32	2,66	2,98	2,09	1,99	2,38	2,33
	0,33	0,31	0,20	0,44	0,19	0,31	0,30	0,45	0,24	0,29	0,48	0,18	—	0,45	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,87	16,06	16,14	15,29	16,62	15,13	14,7	14,77	15,92	14,21	13,22	15,53	14,81	14,92	15,83
	0,40	1,04	0,50	2,04	0,74	1,13	2,80	1,24	0,96	1,01	1,00	0,60	—	1,44	0,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,54	5,00	2,48	4,83	2,6	3,61	4,00	3,44	3,18	3,90	5,09	2,86	4,24	5,03	4,03
	1,14	1,41	0,94	0,40	0,49	1,54	1,90	1,58	1,28	1,80	1,58	1,05	—	1,96	1,76
FeO	7,35	5,74	7,93	5,76	7,54	6,81	6,46	6,94	6,31	6,90	5,98	7,09	8,03	5,18	4,08
	1,05	1,87	1,03	1,36	0,67	1,25	1,66	1,44	1,08	1,41	1,60	0,60	—	1,63	0,84
MnO	0,12	0,14	0,14	0,16	0,15	0,14	0,14	0,13	0,13	0,16	0,12	0,15	0,15	0,14	0,12
	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,06	0,02	0,02	—	0,03	0,02
MgO	5,33	5,82	7,32	7,87	6,51	7,44	7,13	6,37	6,22	9,16	6,13	8,50	6,70	6,67	4,52
	0,69	1,11	1,13	2,82	2,20	1,35	2,19	1,26	0,98	1,70	1,26	0,77	—	1,67	1,07
CaO	6,59	7,69	7,53	7,85	7,24	7,77	7,12	7,04	6,72	7,38	6,60	8,15	6,81	7,34	5,13
	0,38	0,60	1,00	1,14	1,25	0,52	1,68	0,59	0,68	0,60	0,81	0,42	—	1,37	0,92
Na <sub>2</sub> O	3,76	3,80	3,81	3,30	3,90	3,66	4,02	3,76	3,71	3,98	3,55	3,05	3,75	3,62	4,18
	0,34	0,25	0,51	0,85	0,58	0,60	0,48	0,46	0,34	0,19	0,38	0,31	—	0,72	0,60
K <sub>2</sub> O	3,08	1,80	1,97	1,57	1,95	2,36	3,29	2,63	2,01	2,50	3,27	1,66	1,70	2,67	3,81
	0,29	0,34	0,41	0,46	0,55	0,48	0,94	0,63	0,36	0,39	0,94	0,19	—	0,99	0,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,91	0,93	0,81	0,78	0,63	0,80	1,03	0,90	0,68	1,05	0,89	0,62	0,60	0,82	1,00
	0,11	0,34	0,19	0,27	0,08	0,27	0,39	0,24	0,14	0,33	0,11	0,11	—	0,22	0,21
Alk	6,84	5,60	5,78	4,87	5,84	6,02	7,30	6,39	5,72	6,49	6,82	4,72	5,45	6,29	7,99
	0,36	0,46	0,75	0,99	1,12	0,93	1,33	0,72	0,64	0,50	1,14	0,46	—	1,19	1,14
FeO*	9,64	10,24	10,17	10,11	9,48	10,06	10,06	10,04	9,17	10,40	10,56	9,66	11,85	9,71	7,71
	0,55	1,55	0,60	1,46	0,35	0,88	0,75	1,08	0,77	0,53	0,68	0,76	—	1,40	0,74
#MgO	0,55	0,58	0,72	0,76	0,68	0,74	0,71	0,63	0,68	0,88	0,58	0,88	0,57	0,68	0,58
	0,07	0,11	0,10	0,18	0,21	0,10	0,22	0,11	0,10	0,13	0,10	0,08	—	0,14	0,09
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,83	0,48	0,52	0,49	0,49	0,65	0,81	0,71	0,54	0,63	0,92	0,55	0,45	0,79	0,91
	0,13	0,09	0,11	0,17	0,08	0,13	0,19	0,22	0,07	0,09	0,24	0,05	—	0,44	0,02
n	14	23	18	5	6	59	32	17	20	10	25	17	1	49	3

и др., 1981; Салтыковский и др., 1980]. Для Центрально-Монгольской зоны было показано особое положение Хануйгольского ареала, относительно которого различным образом изменяются латерально основные петрогенные элементы. Настоящие исследования позволяют в более общем виде выделить Хангайское нагорье в виде особого структурного элемента Монголии, относительно которого в субмеридиональном и субширотном направлениях (а также в диагональных – в сторону Байкальского рифта и в юго-восточном направлении к Дариганге) закономерно меняются такие характеристики вулканитов, как содержания щелочей, кремнезема, оксидов железа, магнезиальность, калиевоность пород (рис. 6). В

целом базальтам Хангайского нагорья свойственна в первую очередь изменчивость состава, обусловленная вариациями в содержаниях щелочей, фосфора, кремнезема и в меньшей степени темноцветных компонентов. В сторону Байкальского рифта и особенно Дариганги увеличивается роль оксидов железа в характере изменчивости состава вулканитов.

Построения изолиний отдельных петрохимических показателей при сглаживании методом наименьших квадратов показали, что относительно Хангая в вулканитах восточных ареалов содержание кремнезема заметно уменьшается в направлении к Дариганге и увеличивается в сторону Гобийского Алтая. Хангайские эффузивы содержат наибольшие количества



Таблица 1. Продолжение

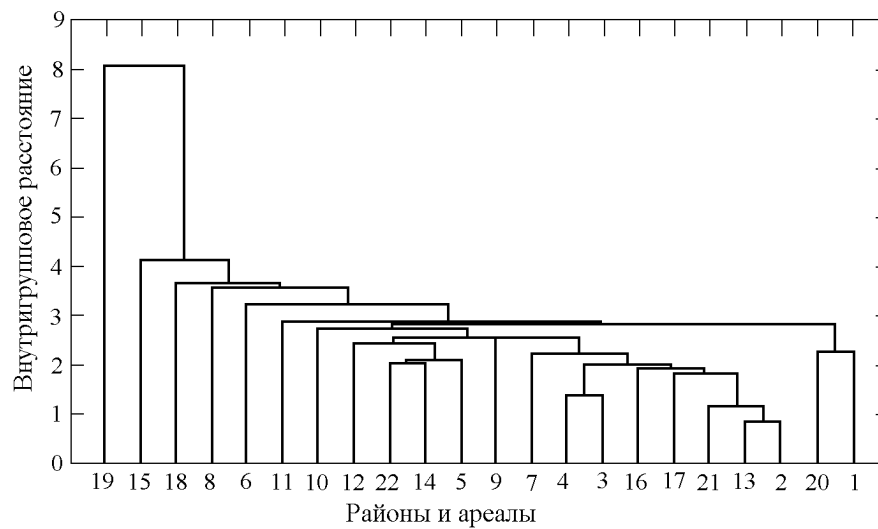
Зона	Восточная зона										
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	45,78	45,18	47,58	45,76	54,36	47,54	49,43	49,30	45,73	51,00	45,47
	3,08	0,62	—	2,46	1,64	3,13	1,61	2,34	2,62	3,21	1,96
TiO <sub>2</sub>	2,56	2,42	2,12	2,89	1,54	2,55	2,23	2,38	2,77	1,90	2,84
	0,36	0,45	—	0,47	0,18	0,50	0,28	0,43	0,46	0,62	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,09	13,32	14,60	12,73	14,42	14,12	16,04	14,90	13,22	16,63	13,85
	1,22	0,66	—	1,10	0,39	1,67	0,76	1,61	1,24	1,69	1,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,11	3,84	1,96	4,96	2,79	4,26	3,55	3,98	4,63	4,56	6,76
	1,36	1,26	—	2,01	2,31	1,86	1,71	1,79	1,84	2,26	1,62
FeO	6,61	7,05	6,20	7,55	7,91	6,87	6,87	6,35	7,22	4,90	3,85
	1,69	0,52	—	1,66	0,94	1,69	1,73	1,56	1,69	2,28	1,39
MnO	0,16	0,16	0,16	0,17	0,13	0,15	0,13	0,15	0,17	0,15	0,18
	0,03	0,02	—	0,04	0,01	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,03
MgO	8,59	10,00	8,56	9,12	6,60	7,94	6,19	7,01	8,96	5,21	6,77
	2,43	0,94	—	1,67	0,67	2,06	1,30	1,66	1,91	2,19	0,68
CaO	8,89	9,15	7,35	9,46	7,90	8,29	7,36	7,26	9,23	7,21	9,62
	1,29	0,53	—	0,97	0,51	1,38	0,84	0,96	1,02	1,26	1,76
Na <sub>2</sub> O	3,18	3,37	3,35	3,31	3,25	3,48	3,79	3,68	3,28	3,70	4,36
	0,48	0,36	—	0,54	0,23	0,56	0,37	0,58	0,50	0,41	1,84
K <sub>2</sub> O	1,50	1,14	2,15	1,55	0,62	1,97	2,18	2,58	1,52	1,93	3,53
	0,70	0,37	—	0,46	0,14	0,86	0,64	0,85	0,55	0,70	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,83	1,14	1,52	0,80	0,28	0,82	0,89	0,84	0,80	0,73	—
	0,33	0,37	—	0,23	0,04	0,28	0,26	0,27	0,27	0,35	—
Alk	4,69	4,51	5,50	4,86	3,88	5,45	5,98	6,26	4,80	5,62	7,89
	0,79	0,43	—	0,78	0,17	1,18	0,75	1,16	0,76	0,91	—
FeO*	10,31	10,51	7,96	12,02	10,42	10,70	10,06	9,92	11,39	9,00	9,93
	1,40	1,00	—	1,10	2,42	1,48	1,11	1,06	1,44	1,60	—
#MgO	0,83	0,97	1,08	0,76	0,65	0,74	0,62	0,70	0,79	0,58	0,68
	0,21	0,20	—	0,17	0,12	0,16	0,12	0,15	0,17	0,22	—
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,49	0,34	0,64	0,47	0,19	0,57	0,58	0,71	0,48	0,52	0,81
	0,29	0,13	—	0,14	0,05	0,26	0,18	0,26	0,20	0,18	—
n	115	16	1	220	10	679	55	263	351	41	9

1 – Тэсийнгольский, 2 – Восточное Прихубсугулье, 3 – Западное Прихубсугулье, 4 – Дзабханский, 5 – Южно-Хангайский, 6 – Чулутунский, 7 – Тариатский, 8 – Орхонский, 9 – Хануйский, 10 – Ихэ-Тулбурунский, 11 – Угейнурский, 12 – Их-Тамирский, 13 – Онгийнгольский, 14 – Долиноозерский, 15 – Гоби-Алтайский, 16 – Мандал-Гобийский, 17 – Ундэр-Шильский, 18 – Алтан-Ширэнский, 19 – Дариганга, 20 – Нумургийнгольский, 21 – вся Монголия, 22 – северная зона, 23 – центрально-монгольская зона, 24 – восточная зона (без Нумургийнгольского района), 25 – меловые вулканы, 26 – Барун-Хурайская котловина [Кепежинская, 1979]. Первое число в ячейке – значение указанной переменной, второе – стандартное отклонение этого значения. Alk = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, FeO\* = FeO + 0,9 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, #MgO = MgO/FeO\*, n – число анализов.

щелочных компонентов относительно восточных и северных ареалов. Магнезиальность пород также возрастает при приближении к Хангаю с севера и с юга и при дальнейшем движении от Хангая в сторону Дариганги.

Обобщенная корреляционная матрица (табл. 3) показывает, что наиболее значимы меридиональные изменения SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Alk, TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, FeO\*, причем первые четыре параметра убывают с

запада на восток, а остальные – возрастают. Это согласуется с тем противопоставлением восточных ареалов центрально-монгольским, которое отмечалось выше при рассмотрении особенностей химизма вулкаников. В целом субширотные вариации выражены менее отчетливо, но тем не менее можно отметить тенденцию в увеличении с юга на север кремнезема, глинозема, щелочей и уменьшении оксидов кальция и магния.



**Рис. 5.** Кластерная дендрограмма для районов и ареалов кайнозойских базальтов Монголии. Обозначения см. рис. 4.

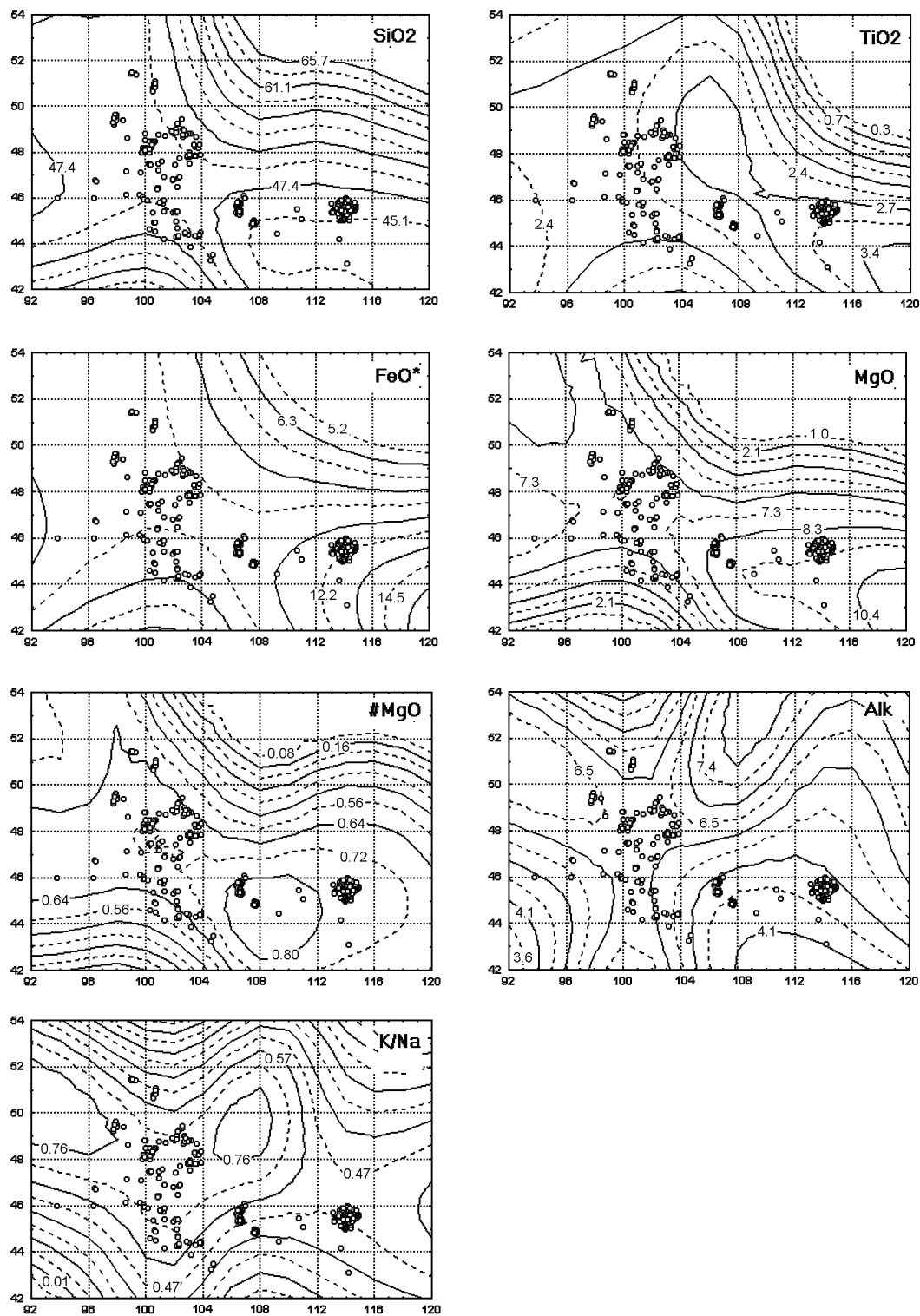
Возрастные изменения состава вулканитов выражены неотчетливо. Олигоценовые, миоценовые и плиоцен-четвертичные базальты Долины Озер и Хангай имеют близкие составы. Менее щелочные разновидности пород, приближающиеся по соотношению  $\text{SiO}_2$  и суммы щелочей к толеитам или переходным сериям, отмечаются в Хануйгольском, Южно-Хангайском, Дзабханском и частично в Угейнурском ареалах [Геншафт, Салтыковский, 1985а]. В последнем щелочно-базальтовые и переходные к этому

петрохимическому типу лавы одновозрастны. Однако детальные рассмотрения петрохимии разновозрастных вулканитов в отдельных ареалах все же позволяют наметить общую тенденцию временной эволюции состава магм. Так, в Хангайском ареале более ранние излияния базальтов, слагающие ныне плоские вершинные останцы (в частности, в районе перевала Эгин-Даба), относятся к толеитовому и переходному петрохимическому типам, тогда как четвертичные долинные базальты и лавы, приурочен-

**Таблица 2.** Значения нагрузок факторов для монгольских базальтов

	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
$\text{SiO}_2$	<b>-0,91</b>	-0,00	-0,28
$\text{TiO}_2$	0,65	0,44	0,46
$\text{Al}_2\text{O}_3$	-0,52	0,13	-0,57
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,14	0,11	<b>0,91</b>
$\text{FeO}$	<b>0,80</b>	-0,22	-0,45
$\text{MnO}$	0,61	-0,20	0,28
$\text{MgO}$	<b>0,88</b>	-0,26	0,16
$\text{CaO}$	<b>0,82</b>	-0,48	0,22
$\text{Na}_2\text{O}$	-0,26	<b>0,78</b>	-0,35
$\text{K}_2\text{O}$	-0,40	<b>0,82</b>	0,15
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,04	<b>0,86</b>	0,27
Вклад фактора, %	38,4	23,9	18,3

Примечание: жирным выделены значимые величины.



**Рис. 6.** Пространственные вариации состава кайнозойских базальтов Монголии. WO – долгота, SN – широта. Сглаживание по методу наименьших квадратов. FeO\* – все железо в виде FeO,  $\#MgO = MgO / (MgO + FeO^*)$ ,  $K/Na = (K_2O + Na_2O)$ .

**Таблица 3.** Обобщенная корреляционная матрица оксидов основных петрогенных элементов базальтов Монголии

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	WO	SN	Alk	FeO*	#MgO	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,52	0,66	-0,80	-0,73	0,24	0,37	-0,48	0,39	0,38	-0,67	-0,57	0,29
TiO <sub>2</sub>	-0,52	1,00	-0,65	0,32	0,41	-0,05	-0,08	0,54	-0,24	0,07	0,56	0,05	-0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66	-0,65	1,00	-0,67	-0,62	0,26	0,31	-0,65	0,35	0,35	-0,77	-0,36	0,22
MgO	-0,80	0,32	-0,67	1,00	0,63	-0,39	-0,45	0,47	-0,30	-0,53	0,58	0,87	-0,32
CaO	-0,73	0,41	-0,62	0,63	1,00	-0,43	-0,60	0,64	-0,44	-0,64	0,59	0,42	-0,46
Na <sub>2</sub> O	0,24	-0,06	0,27	-0,39	-0,43	1,00	0,36	-0,33	0,26	0,74	-0,22	-0,35	0,02
K <sub>2</sub> O	0,37	-0,09	0,32	-0,45	-0,60	0,36	1,00	-0,46	0,42	0,87	-0,35	-0,34	0,92
WO	-0,49	0,55	-0,66	0,47	0,64	-0,33	-0,46	1,00	-0,60	-0,49	0,58	0,22	-0,36
SN	0,39	-0,25	0,36	-0,30	-0,44	0,26	0,42	-0,60	1,00	0,43	-0,26	-0,20	0,34
Alk	0,39	-0,07	0,35	-0,53	-0,64	0,74	0,87	-0,49	0,43	1,00	-0,35	-0,44	0,64
FeO*	-0,67	0,56	-0,78	0,58	0,59	-0,22	-0,35	0,58	-0,26	-0,35	1,00	0,16	-0,28
#MgO	-0,57	0,06	-0,36	0,87	0,42	-0,35	-0,34	0,22	-0,20	-0,43	0,16	1,00	-0,21
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,30	-0,06	0,22	-0,32	-0,46	0,02	0,92	-0,36	0,34	0,64	-0,28	-0,21	1,00

#MgO = MgO/(MgO+RO\*)

ные к моногенным центрам извержений, обеднены кремнеземом и принадлежат к щелочно-базальтовой серии. Такой же тренд в изменении состава базальтоидов установлен для Долиноозерского ареала [Hock et al., 1999], Дариганги [Кононова и др., 1988], для пород Джидинского и других ареалов Байкальской рифтовой зоны [Кононова и др., 1987, 1988]. Подробнее временные соотношения различных петрохимических типов пород для некоторых ареалов будут рассмотрены далее.

## Глубинные включения

Кайнозойские вулканы Монголии содержат разнообразные по химическому и минеральному составу включения глубинных пород и минералов, термодинамически устойчивых в нижних горизонтах земной коры и в верхней мантии. Наряду с полнокристаллическими породами и ксенокристаллами из этих пород базальты содержат минералы, образующие так называемую группу “мегакристаллов высокого давления”: клинопироксены, гранат, щелочные полевые шпаты, магнезиальный ильменит, оливин, слюду, титаномagnetит и другие. Особенности состава и структуры этих минералов указывают на их глубинное, высокотемпературное образование.

Выполненное авторами обобщение известных находок и типов глубинных включений в кайнозойских базальтах Монголии [Геншафт, Салтыковский, 1990] позволяет в настоящей работе отметить лишь основные особенности этих образований.

Как и во многих других регионах Земли, ксенолиты в щелочных базальтоидах Монголии представлены породами “зеленой” и “черной” серий [Best, 1970; Wilshire and Shervais, 1975], различающимися магнезиальностью, содержаниями железа, титана, глинозема и прежде всего составами клинопироксенов. Породы “зеленой” серии содержат хромдиопсид, тогда как породы “черной” серии – глиноземистый титан-авгит. Если ксеногенная природа включений пород “зеленой” серии практически признается всеми исследователями, то генезис пород “черной” серии далеко не всеми понимается одинаково. Большинство исследователей, по видимому, признает их как гомогенные включения, родственные вмещающим лавам, образованные при агрегировании кристаллов в результате кристаллизации магмы в глубинном магматическом очаге (например, [Кепежинская, 1979]). Авторы и другие склонны считать породы “черной” серии продуктами преобразования мантийных пород “зеленой” серии под влиянием мантийных расплавов или флюид-расплавов [Геншафт, Салтыковский, 1987; Семенова и др., 1984]. Наиболее обычны находки ультрабазитов “зеленой” серии, среди которых широко распространены шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты. Реже встречаются пироксениты и гранат-содержащие разновидности. Включения с пиральспитовым гранатом обнаружены в лавах и шлаках Тарятского, Тэсингольского, Орхон-Селенгинского (вулканические центры в долине р. Ихэ-Тулбури) ареалов, в некоторых вулканических аппаратах Дариганги. Породы “черной” серии встречаются значительно реже, хотя отдельные вулканы (особенно

на Дариганге) богаты ими. Среди пород этого типа резко возрастает доля пироксенитов.

На Дариганге встречаются окисленные перидотиты, отличающиеся красноватым цветом зерен оливина, замещаемых иддингситом [Салтыковский, Геншафт, 1985]. При этом отмечаются изменения состава включений, сопоставимые с привнесом базальтовых составляющих. Таким образом, процесс окисления сопровождается явным метасоматическим изменением состава включений. Проблематичным является место и время этого процесса. А. Ф. Грачев считает, что подобные включения образуют “красную” серию, минеральный и химический состав этих включений практически не отличим от аналогичных пород “зеленой” серии. Однако выявленные геохимические особенности указывают на процесс окисления и мантийный метасоматоз, происшедший до выноса включений на поверхность [Грачев, 2000]. Несомненно, что окисленные “красные” ксенолиты требуют дальнейших минералогических и геохимико-изотопных исследований.

Еще реже встречаются включения пород нижних горизонтов земной коры – эклогиты, эклогитоподобные породы, гранулиты. Образцы этих пород найдены в эруптивных брекчиях Шаварын-Царама [Кеппежинская, 1979], в базальтоидах Дариганги [Салтыковский, Геншафт, 1985].

Среди ксенолитов встречаются образцы с явными признаками наложенных метасоматических изменений, содержащие такие минералы, как амфибол, слюда, ильменит, апатит. Такие ксенолиты отличаются повышенным содержанием редких и рассеянных элементов, радиогенного  $^{87}\text{Sr}$ . Кроме того, в ряде образцов обнаружено частичное плавление и распад твердых растворов минералов [Салтыковский, Геншафт, 1985; Ionov et al., 1994; Wiechert et al., 1997], в первую очередь, пироксенов. В виде экссолюционных фаз в клинопироксенах установлены ромбический пироксен, шпинель, ильменит, гранат. Ассоциация минералов и их состав в пределах одного распавшегося зерна зависит от химического состава исходного твердого раствора и РТ условий, при которых произошло выделение экссолюционных фаз [Геохимия..., 1989].

Большой интерес представляют ксенолиты сложного типа, состоящие из различных по химическому и модальному составу частей с резким контактом между ними [Геншафт, Салтыковский, 1990а, 1990б; Ионов, Борисовский, 1987; Кононова и др., 1986]. Обычно, это находящиеся в контакте перидотит и пироксенит. Составы одноименных минералов в обеих частях ксенолита могут быть практически одинаковыми. Наиболее обоснована точка зрения, что пироксениты представляют собой пол-

ностью раскристаллизованные мантийные основные расплавы, пронизывающие в виде жил перидотитовую мантию. Конкретные соотношения составов и минеральных фаз зависят от состава расплава, степени его фракционирования, размера жилы и прочих факторов. Среди включений Шаварын-Царама нередко можно встретить породы такситового сложения, состоящие из чередующихся зон, обогащенных пироксенами, оливином, гранатом или шпинелью.

Уникальные находки нарастания на “зеленый” перидотит минералов мегакристовой ассоциации или отвечающих по составу породам “черной” серии рассматриваются как прямые свидетельства мантийных процессов метасоматоза и флюидного воздействия на мантийный субстрат [Коваленко и др., 1985; Kovalenko et al., 1986].

Ксенолиты мантийных пород из базальтов различных ареалов различаются по составам однотипных минералов и, соответственно, по температурам минеральных равновесий. В этом отношении наиболее показательны включения в базальтах Хангая и Дариганги [Кеппежинская, 1979; Салтыковский, Геншафт, 1985] (табл. 4). По химическому составу пород и слагающих их минералов мантийные перидотитовые включения Дариганги в большей степени деплетированы, чем аналогичные породы Хангая. Статистически шпинели из перидотитов Дариганги содержат больше хрома, оливины более магнезиальны, моноклинные пироксены более кальциевые и менее магнезиальные, в ромбических пироксенах меньше глинозема и больше оксида хрома. Гранатовые ультрабазиты содержат более хромистый гранат ( $\sim 2$  мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Гранатовые включения, обнаруженные на Дариганге, содержат меньше оливина в сравнении с подобными породами Хангая. Несмотря на меньшую щелочность и особенно калиевость базальтов Дариганги, последние содержат включения в большей степени приближающиеся по минеральному и химическому составу к ксенолитам в кимберлитах, чем включения в базальтах Центральной Монголии [Геншафт, Салтыковский, 1985а]. Это коррелирует с более высокой магнезиальностью базальтов Дариганги.

Гранатовые ультрабазиты, как правило, содержат шпинель и поэтому такие породы правильнее относить к гранат-шпинелевым разновидностям. Почти всегда можно видеть обрастание шпинели гранатом [Геохимия..., 1989; Копылова, Геншафт, 1991]. По модальному составу такие породы образуют ряд от лерцолитов через гарцбургиты и верлиты до пироксенитов. Среди гранатсодержащих включений Шаварын-Царама преобладают лерцолиты и крупногигантозернистые пироксениты (наиболее часты клинопироксениты). Кроме того, здесь отмечены находки высокоглиноземистых гранатовых вебсте-

**Таблица 4.** Средние химические составы (мас.%) шпинелевых лерцолитов и слагающих их минералов из базальтов Тарят-Чулутынского ареала (1) и Дариганги (2)

Оксид	Лерцолит		Ол		Кпи		Опи		Шп	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO <sub>2</sub>	46,01	44,74	40,52	41,82	51,47	51,36	54,16	55,14	0,69	0,84
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,16	0,04	0,02	0,57	0,78	0,20	0,13	0,16	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	2,45	0,30	0,31	6,61	5,70	5,01	4,11	56,11	47,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	1,61	—	—	0,71	1,82	0,86	1,24	2,18	4,55
FeO	8,03	7,86	10,32	9,68	2,44	2,28	5,96	5,25	8,98	8,93
MnO	—	—	0,16	0,12	0,09	0,15	0,14	0,10	0,15	0,16
MgO	36,23	39,30	47,64	48,49	15,59	14,89	32,31	33,16	20,80	19,64
CaO	2,96	2,77	0,04	0,03	19,18	20,39	0,71	0,50	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,26	0,09	0,05	1,34	1,48	0,23	0,20	—	—
K <sub>2</sub> O	0,31	0,14	0,03	0,02	0,30	0,09	0,06	0,03	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,04	0,06	0,72	0,75	0,30	0,40	9,54	17,50
									(7,41–23,85)	(9,2–37,4)
Сумма	99,16	99,29	99,18	100,6	99,02	99,69	99,94	100,26	98,61	99,49
n	11	11	24	29	22	33	24	24	19	25

Примечание: Ол – оливин, Кпи – клинопироксен, Опи – ортопироксен, Шп – шпинель, n – число образцов.

ритов, эклогитов и пород гранулитовой фации метаморфизма.

Структурно-петрографические исследования показывают, что мантийные ультрабазиты несут следы разных этапов их формирования. Начальный, магматический этап, с которым, по-видимому, было сопряжено отделение базитовых расплавов [Рябчиков и др., 1987], фиксируется по некоторым морфологическим особенностям зерен оливина, ортопироксена, шпинели и взаимоотношениям этих фаз. Последующая метаморфическая кристаллизация привела к образованию гетерогранобластовой структуры. В результате пластической деформации часть пород приобрела порфирукластическую структуру с элементами протогранулярной или таблитчатую равномернозернистую. Вероятно, деформационные процессы сопровождались метасоматической проработкой глубинного вещества и частичным плавлением [Геншафт, 1993]. Особенно это заметно при сопоставлении текстурированных и гранобластовых пиродитов Дариганги: первые оказываются заметно более высокотемпературными (1098–1120°C против 874–970°C), что коррелирует с особенностями состава их минералов. Оливины более магнезиальные и более кальциевые; клинопироксен содержит меньше оксидов титана, алюминия, натрия и больше магнезия; ортопироксен более кальциевый; шпинель высокохромовая ( $Cr_2O_3/Al_2O_3 > 1$ ), более титанистая и менее магнезиальная.

Среди включений мегакристаллов (обычно разме-

ром до 10 см) чаще всего встречаются субкальциевые клинопироксены и К-На полевые шпаты. Значительно реже встречаются остальные минералы мегакристов. Отдельные вулканические аппараты богаты тем или иным видом мегакристаллов. Так, в Угейнурском ареале чрезвычайно распространены полевые шпаты и изредка встречаются клинопироксены. На Дариганге в отдельных вулканах встречаются только клинопироксены, относительно часты находки ильменита. Базальты Ундэр-Шильского, Мандал-Гобийского, Северо-Гобийского ареалов содержат мегакристаллы титаномагнетита и в них не найден ильменит. Среди однотипных включений мегакристаллов (например, клинопироксенов или К-На полевых шпатов) в пределах одного и того же места отбора распространены выделения, различающиеся по составу, хотя отдельные зерна гомогенны.

Изредка встречаются сростки мегакристаллов – клинопироксена и полевого шпата, клинопироксена и граната, полевого шпата и слюды и др. В брекчиях Шаварын-Царама найден сросток граната и глиноземистой шпинели [Геохимия..., 1989]. В Монголии мегакристаллы шпинели встречаются крайне редко. Кроме находки сростка граната с шпинелью, шпинель размером в несколько мм была найдена в базальтах г. Тэвш, в Долиноозерском ареале. К экзотическим находкам следует отнести мегакристаллы корунда в брекчиях Шаварын-Царама [Геншафт, Салтыковский, 1987] и циркона на Дариганге [Салтыковский, Геншафт, 1985].

Другой особенностью мегакристаллов является распад их твердых растворов. В клинопироксенах он подобен, по характеру выделяемых экссолуционных фаз, встреченному в минералах ультрабазитовых включений. Магнезиальные ильмениты Долиноозерского ареала и Дариганги, как правило, гетерогенны, содержат пластинчатые выделения шпинельной фазы [Геншафт и др., 1980; Салтыковский, Геншафт, 1985].

Изучение мегакристаллов в базальтах Монголии в сопоставлении с разнообразными литературными данными позволяют прийти к выводу, что такие минералы не являются интрателлурическими выделениями, т.е. мегакристаллы не являются продуктами простой близиквидусной кристаллизации базальтовой магмы в глубинных очагах, как это рассматривается во многих работах. Эти минералы, скорее всего, образуются при высокой активности глубинных флюидов по механизму формирования пегматитовых месторождений, возможно, на границе магматического расплава и вмещающей твердой среды [Геншафт, 1987, 1993; Геохимия..., 1989; Коваленко и др., 1985; Салтыковский, Геншафт, 1985]. Вероятно, какая-то часть мегакристаллов является ксенокристаллами, образованными при дезинтеграции в магме гигантозернистых глубинных пород.

## Геохимия и изотопия

Результаты геохимического изучения кайнозойских вулканических пород и содержащихся в них глубинных включений Байкало-Монгольского региона позволяют понять некоторые особенности глубинных процессов магмогенеза и эволюции магм рассматриваемых ареалов. Для Забайкалья были использованы данные по геохимии базальтов Тункинской впадины (Юго-Западное Прибайкалье), Джидинского района в Южном Прибайкалье (базальты Бартойской группы вулканов), а также данные по базальтам и глубинным включениям Хамар-Дабана и Витимского плато.

Значительная часть изученных образцов базальтов Монголии была отобрана из вулкана Шаварын-Царам (Хангай), Долиноозерского ареала и Дариганги. Рассматривались результаты геохимического изучения базальтов и глубинных включений, приведенные в работах [Агафонов, Еркушев, 1984; Геохимия..., 1989; Грачев и др., 1981; Ионов и др., 1993а, 1993б; Кеpezжинскас, 1979; Коваленко и др., 1985, 1990а, 1990б; Кононова и др., 1987, 1993; Салтыковский, Геншафт, 1985; Hock et al., 1999; Stosch et al., 1986; Zhou and Armstrong, 1982]. Для сопоставления были использованы результаты по геохимии базальтов и глубинных включений Северо-Восточного

Китая (район Абага, примыкающий с юго-востока к плато Дариганга, и являющийся его продолжением в Китае) [Basu et al., 1991; Ruozin and Jianzhong, 1983; Xuezheng and Dasheng, 1984; Zhou and Armstrong, 1982]. Геохимические особенности базальтов и ксенолитов рассмотрены отдельно.

Сравнительный анализ проводился с использованием спайдер-диаграмм и диаграмм по РЗЭ, содержание которых было нормировано к хондриту (использована программа NEWPET). На диаграмме (рис. 7а,б) нанесены данные по малым и рассеянным элементам из упомянутых выше ареалов Забайкалья и Монголии. Все графики имеют характерную для базальтов умеренно-щелочной серии арковидную или дугообразную форму [Пузанков, 1999], при этом относительно пониженными являются содержания слабнекогерентных элементов – HREE, Y, Sc, Zn и т.д. в правой части ряда и несколько повышенными оказались содержания сильнекогерентных из группы литофильных элементов с большими радиусами ионов – Rb, Sr, а также K, U и др., расположенные в левой части ряда. Для всех, практически без исключения, базальтовых серий устанавливается барьерный максимум. Резко выражены минимумы в содержаниях Cs и Pb для всех базальтов Центральной Монголии, Дариганги и Забайкалья.

Таким образом, на спайдер-диаграммах общая тенденция изменения в содержаниях редких и рассеянных элементов сохраняется для всех ареалов БМР. В работе [Кононова и др., 1987] отмечается, что для Забайкальской части БМР наблюдается увеличение концентраций Sr, Rb, Zr, Nb, Ta, Th, Hf и легких РЗЭ ( $La_N/Yb_N$  увеличивается с 11 до 22). Обогащение литофильными элементами с большими радиусами ионов, а также ниобия и тантала и легкими РЗЭ относительно тяжелых отмечается и в базальтах Хамар-Дабана [Грачев, 1998б; Ionov and Hofmann, 1995]. Отношение  $La/Yb$  в этих базальтах составляет 17,1 и не отличается от такового для базальтов Бартойских вулканов.

Выделенные в Монголии две базальтовые ассоциации – калиевая (Хангай, Центральная Монголия) и натриевая (Дариганга) [Кеpezжинскас, 1979] характеризуются определенными различиями в содержаниях микроэлементов. По более высокому содержанию элементов группы железа (Ni, Co, V, Sc) базальты Дариганги явно менее дифференцированы, чем более щелочные и менее магнезиальные вулканы Хангая. По содержанию Rb “монгольские” базальты мало отличаются от базальтов Забайкалья, а от щелочных базальтоидов Восточно-Африканских рифтов вулканы Монголии отличаются меньшими концентрациями Rb и более высокими – Ni и Co [Кеpezжинскас, 1979], что может свидетельствовать о менее дифференцированном характере “монголь-

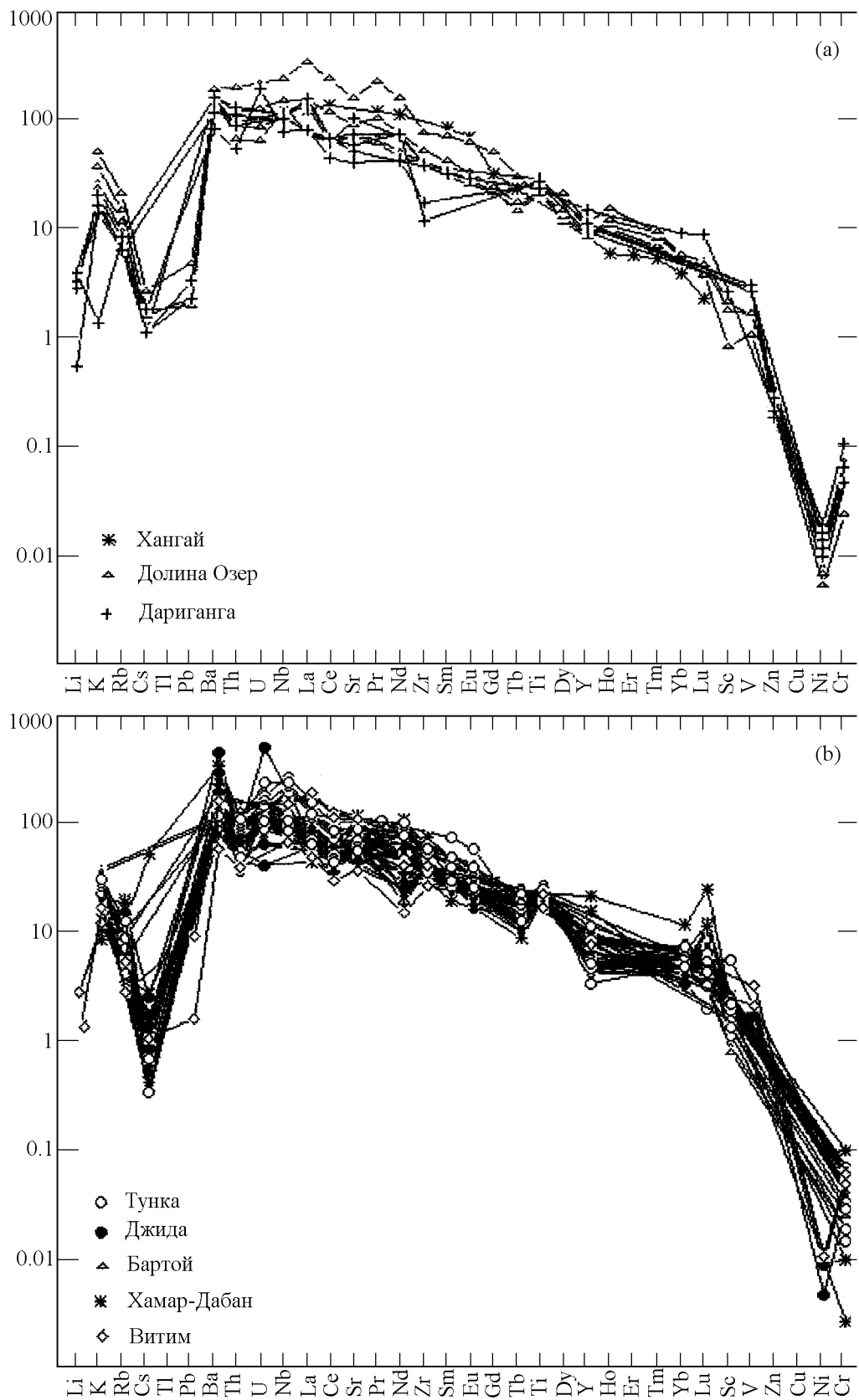


Рис. 7. Спайдер-диаграммы для базальтов Монголии (а) и Забайкалья (б).



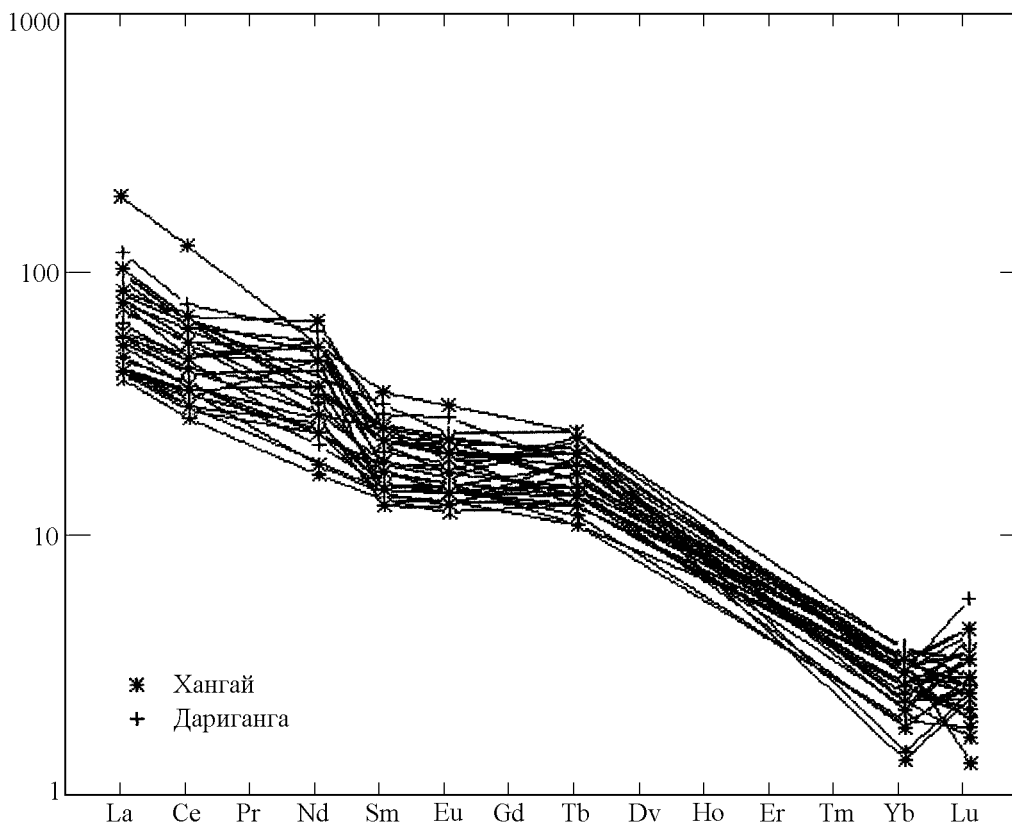


Рис. 8. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в базальтах Монголии.

ских” магм. По величине  $K/Rb$  отношения базальты Монголии практически неотличимы от щелочных океанических базальтов [Gast, 1968].

Отметим отсутствие танталового минимума на спайдер-диаграмме кайнозойских базальтов, а повышенные концентрации этого элемента могут быть обусловлены плавлением обогащенного мантийного источника, из которого формировались эти базальты.

На рис. 8 показано нормированное по хондриту распределение этих элементов в монгольских породах. Из рассмотрения диаграммы видно, что практически все базальтоиды Монголии характеризуются отчетливым фракционным распределением РЗЭ (накоплением легких и обеднением тяжелыми РЗЭ) и незначительным увеличением концентраций в ряду La-Tb в породах, обладающих более высокой щелочностью. Максимально высокие содержания РЗЭ (прежде всего группы легких) зафиксированы в базальтовом стекле из Шаварын-Царама, где сумма щелочей составляет 10,49 мас.%, а отношение  $K_2O/Na_2O = 1,16$ . Характер накопления РЗЭ в щелочных базальтоидах полностью согласуется

с данными, приводимыми в литературе [Балашов, 1976; Kay and Gast, 1973]. Отношение La/Yb закономерно возрастает как от базальтов переходного типа к базанитам, так и в ряду щелочной оливинный базальт-гавайит-муджирит.

Геохимические данные по базальтам Забайкалья совпадают с немногочисленными определениями РЗЭ в кайнозойских базальтах Монголии [Агафонов, Еркушев, 1984; Геохимия..., 1989; Коваленко и др., 1989, 1996; Первов и др., 1984; Stosch et al., 1986], а пределы количественных соотношений совпадают с установленными ранее [Kay and Gast, 1973]. Такое же распределение РЗЭ устанавливается для района Абага (Северо-Восточный Китай), который является продолжением плато Дариганга. За редким исключением такое распределение РЗЭ является типичным для большинства ареалов базальтового вулканизма в пределах практически всех континентальных и океанических структур.

На рис. 9 приведена спайдер-диаграмма для ультраосновных включений из базальтов Хамар-Дабана [Грачев, 19986] и Бартойских вулканов [Ионов и др., 19936; Кононова и др., 1987, 1993]. Можно видеть,

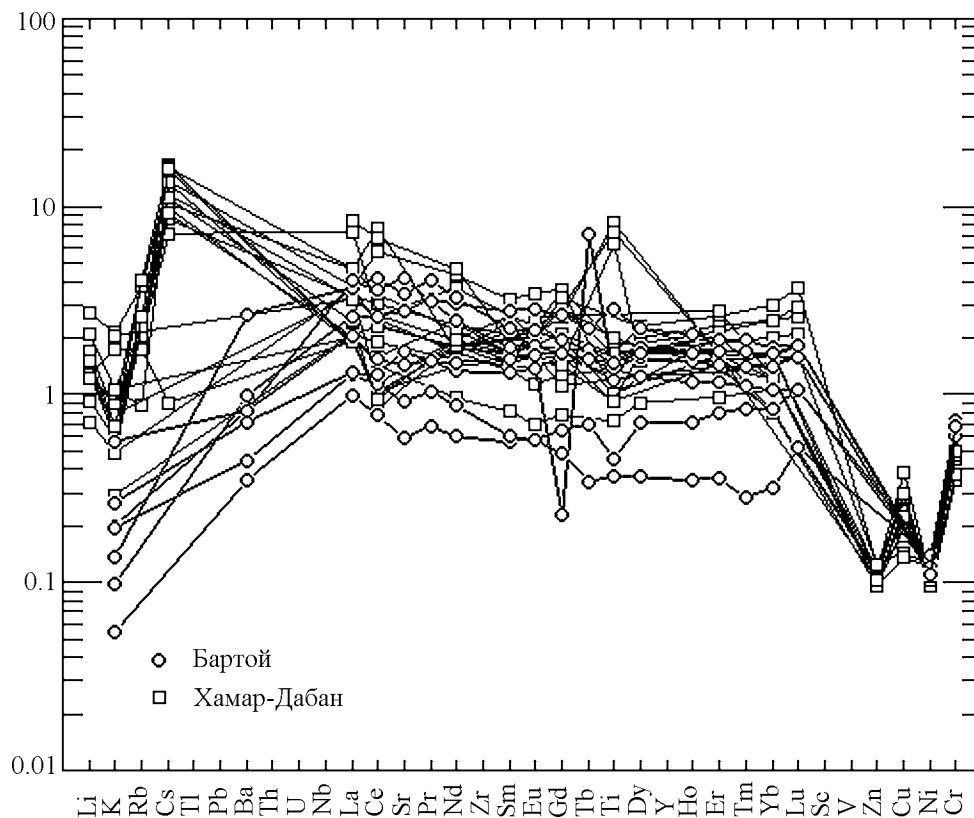


Рис. 9. Спайдер-диаграмма для ксенолитов ультрабазитов в базальтах Хамар-Дабана и Бартоя.

что ксенолиты Бартоя более истощены, чем Хамар-Дабанские по большинству элементов; явно выражен калиевый минимум для всей группы ксенолитов, хорошо проявлен танталовый максимум. Ксенолиты из Хамар-Дабана дают практически равномерное распределение малых элементов, хотя заметно обогащаются (при сравнении с хондритом) следующими элементами: Cs, Ce, Ti, Yb.

На спайдер-диаграмме для ксенолитов Дариганги и Хангая (рис. 10) отмечается обогащение Th, Ce, Sr и наоборот резкое понижение в содержании Rb, Zr, Ti. Среди изученных ксенолитов Хангая и Дариганги преобладали гранатовые и шпинелевые лерцолиты, а также гарцбургит. Для обоих ареалов, а также для Забайкалья и Китая не видно резких вариаций в содержании малых элементов.

Диаграмма распределения РЗЭ для мантийных ксенолитов (рис. 11) показывает большое разнообразие трендов от фракционного характера с накоплением легких или тяжелых РЗЭ до близкого к хондритовому распределению и содержанию. Отмечалось [Геохимия..., 1989; Коваленко и др., 1990а, 1990б; Ionov et al., 1994; Kovalenko et al., 1986; Stosch et al., 1986; Wiechert et al., 1997], что многие ксенолиты в

базальтах Монголии испытали криптометасоматоз, проявляющийся в накоплении ряда некогерентных элементов. “Примитивный” облик некоторых ксенолитов по распределению РЗЭ, скорее всего, объясняется вторичным обогащением под влиянием вторичных мантийных флюид-расплавов.

Изотопные исследования монгольских базальтов и их глубинных включений проведены на крайне небольшом числе образцов, представляющих только два вулканических района – Даригангу и Тарятскую впадину (вулкан Шаварын-Царам) [Коваленко и др., 1990а, 1990б; Harmon et al., 1987; Ionov et al., 1992; 1994; Stosch et al., 1986, 1995; Wiechert et al., 1997]. Поэтому целесообразно рассмотреть эти результаты в сопоставлении с данными, полученными на образцах пород из отдельных ареалов БРЗ [Грачев, 1998б; Ионов и др., 1983, 1984, 1987; Ionov et al., 1992, 1993] и Китая [Basu et al., 1991; Nohda et al., 1991 и др.].

Изотопные соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (рис. 12а,б,в) показывают, что базальты и стекла в перидотитовых включениях характеризуются наиболее высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и более низкими величинами  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ , чем для ультраоснов-

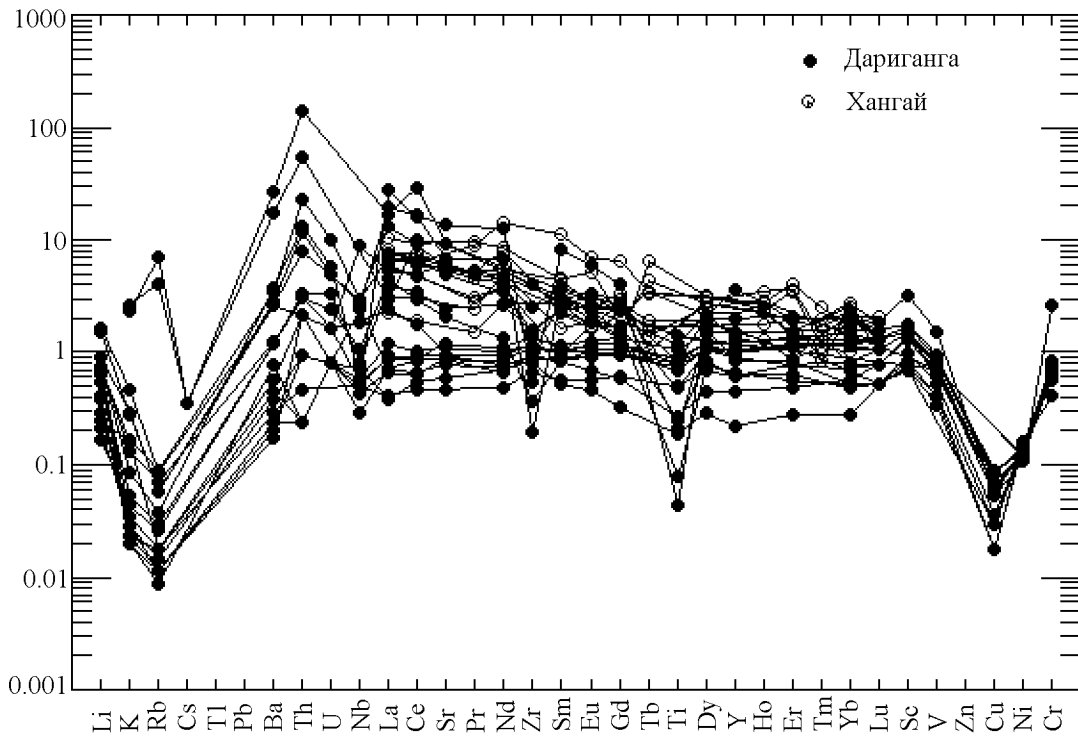


Рис. 10. Спайдер-диаграмма для ксенолитов ультрабазитов в базальтах Хангай и Дариганги.

ных включений и клинопироксенов из них. Все значения изотопных отношений укладываются вдоль мантийной последовательности резервуаров DM, N-MORB, EM1, характеризующаясь несколько более высокими значениями изотопных отношений Nd. Ближе всего к мантийной последовательности располагаются породы Китайских ареалов [Nohda et al., 1991] и Шаварын-Царама. Породы Хамар-Дабана [Грачев, 1998б], Витима [Ионов и др., 1993а; Кононова и др., 1993] и Бартоя [Ионов и др., 1993б] в большей степени, чем монгольские, представляют деплетированную мантию, хотя в целом перекрывают поле точек пород Дариганги и Шаварын-Царама. В пределах Восточного Китая наиболее деплетированными по изотопным данным оказались перидотиты из рифтогенной структуры Ксиалиахе-Бохай (Xialiahe-Bohai), а наиболее обогащенными – из пограничной с Северной Кореей внерифтовой области Чангбайшан (Changbaishan) [Nohda et al., 1991] (рис. 12).

Среди изученных образцов были ксенолиты “сухих”, практически неизменных шпинелевых и гранатовых перидотитов и содержащие гидратированные и другие вторичные глубинные минералы, указывающие на процессы мантийного метасоматоза. Такие метасоматизированные образцы обогащены радиогенными  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{144}\text{Nd}$ .

По изотопным данным и Rb/Sr отношению для ультраосновных ксенолитов определен модельный возраст их образования [Коваленко и др., 1990а, 1990б; Stosch et al., 1986]. Большинство неметасоматизированных образцов дает возраст  $\sim 2$  млрд лет, совпадающий с установленным глобальным процессом деплетирования первичной примитивной мантии. Повторное плавление мантии, вероятно, сопряженное с метасоматическим обогащением, протекало  $\sim 600$  млн лет назад. Были получены и более молодые возраста, последнее событие, указывающее на метасоматическую проработку отдельных блоков мантии и возможное образование магм, с которыми связан кайнозойский вулканизм, относится ко времени 60–20 млн лет назад.

Изотопные исследования  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в ультраосновных ксенолитах Шаварын-Царама [Harmon et al., 1987] показали, что безводные шпинелевые лерцолиты представляют собой закрытую систему относительно кислорода во время предполагаемого внедрения горячего астеносферного диапира в литосферу под Хангайским нагорьем.

Изучение изотопии серы в ультрамафических включениях из базальтов Монголии, Забайкалья и других районов Азии [Ionov et al., 1992] показало, что по этой характеристике перидотиты Дариганги более деплетированы, чем аналогичные породы Хан-

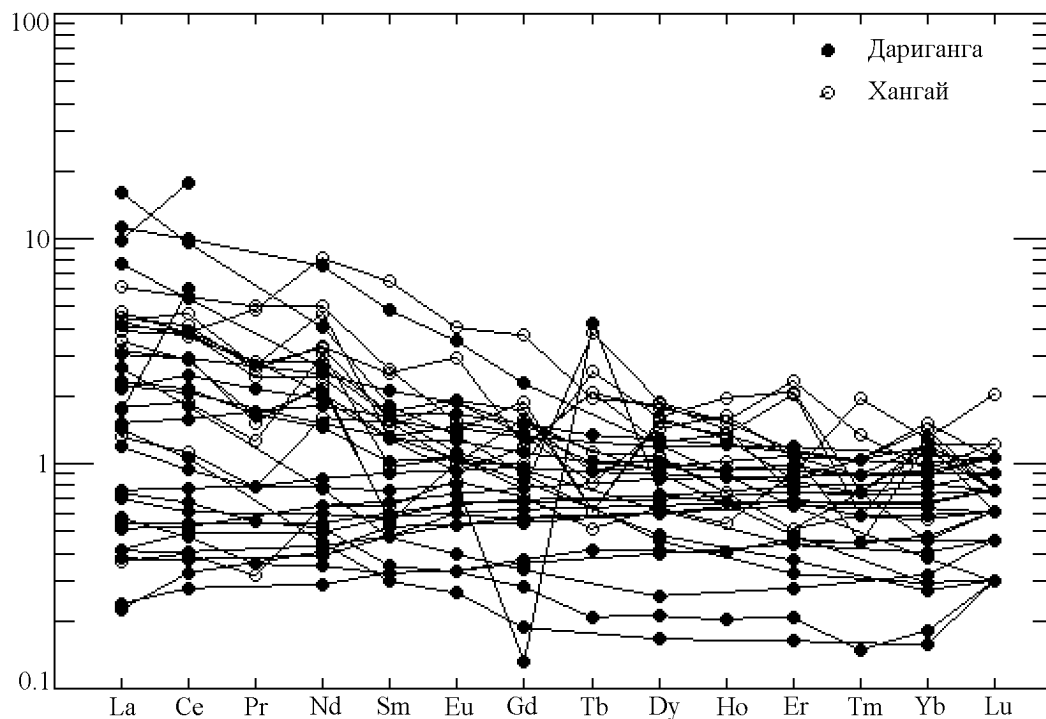


Рис. 11. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в ксенолитах ультрабазитов в базальтах Хангай и Дариганги.

гая (Тарятская депрессия). Это согласуется с модальным минеральным составом включений перидотитов из рассматриваемых ареалов: перидотиты Дариганги в целом содержат меньше клинопироксена и более магнезиальны. Показано, что ксенолиты наиболее обогащенные изотопом  $^{34}\text{S}$  заметно богаче Ва и имеют самые высокие изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  среди всех изученных перидотитов Дариганги. Такие геохимические соотношения позволили авторам [Ionov et al., 1992] предположить сильное влияние на состав мантийного субстрата глубинных процессов метасоматоза. В то же время слюдистые ксенолиты из вулканитов Тарятской депрессии не испытали обогащения радиогенной серой.

### Глубинное строение и геофизические поля

Представления о глубинном строении Монголии, основанные на анализе геолого-геофизических данных суммированы в ряде работ [Геншафт, Салтыковский, 1979, 1990а; Геншафт и др., 1978; Зорин и др., 1982, 1990, 1993, 1994; Кожевников и др., 1990; Логачев, Зорин, 1984; Рогожина, Кожевников, 1979; Хуторской, Голубев, 1991; Genshaft and Saltykovsky, 1985; Khutorskoy and Yarmoluk, 1989; Zorin et al.,

1990]. Следует отметить явную недостаточность геофизической изученности региона в сравнении с примыкающими структурами Прибайкалья и Китая. Фактически доступны результаты мелкомасштабной гравиметрической съемки, данные аэромагнитной съемки и магнитных измерений по редкой сети, а также сейсмологических измерений. Кроме того, имеются результаты измерений тепловых потоков в отдельных районах Монголии [Хуторской, Голубев, 1991; Khutorskoy and Yarmoluk, 1989].

Совокупность этих данных позволяет утверждать наличие в недрах Байкало-Монгольского региона масс разогретого и разуплотненного вещества (аномальной мантии), с которыми и связывают тектономагматическую активность в кайнозой. На протяжении последних 20 лет менялись представления о геометрии и размерах этой мантийной аномалии. На схемах [Зорин и др., 1982; Рогожина, Кожевников, 1979] отмечается крутой подъем поверхности аномальной мантии к подошве земной коры в области Байкальского рифта и погружение на глубины в сотни километров к юго-западу и юго-востоку относительно рифта и южного выступа Сибирской платформы. В более поздних моделях рассматривается толщина и строение литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и отдельными ее структурами (Саяно-Байкальское, Хангайское поднятия и т.п.),

обусловленные диапироподобными выступами астеносферы [Зорин и др., 1990, 1993, 1994; Кожевников и др., 1990; Логачев, Зорин, 1984; Zorin et al., 1990].

Начиная с работы [Степанов, Волхонин, 1969], подчеркивается тесная связь между региональным гравитационным полем и крупными мезо-кайнозойскими структурами Монголии. Основываясь прежде всего на гравиметрических данных, были оценены мощности земной коры и составляющих ее слоев (предполагается двухслойная кора континентального типа). Отмечается, что с востока на запад происходит общее утолщение коры от 36–40 до 45–50 км и увеличивается мощность “гранитного” слоя от 8–12 до 16–25 км. При этом наибольшее погружение граница Мохо испытывает под горно-складчатыми сооружениями. Под Хангайским нагорьем мощность земной коры превышает 60 км [Зорин и др., 1990; Логачев, Зорин, 1984]. Однако неровности границы Мохо обеспечивают изостатическую компенсацию только на 40%, остальные 60% обусловлены плотностными неоднородностями в глубоких частях земной коры и в верхней мантии. Было показано, что в субмеридиональной полосе, простирающейся на юг от БРЗ, в подкоревой части верхней мантии существуют массы вещества с пониженной плотностью, с которыми связана региональная отрицательная гравитационная аномалия [Артемьев и др., 1978]. Под Восточной Монголией верхняя мантия в целом характеризуется нормальным распределением плотности и скоростей упругих волн.

Соответственно такому распределению геофизических характеристик в Восточной и Западной Монголии устанавливается и различная мощность литосферы [Зорин и др., 1990, 1993, 1994; Кожевников и др., 1990; Zorin et al., 1990]: она значительно сокращена под Саяно-Байкальским и Хангайским поднятиями – модельные построения приводят к ее сокращению до мощности земной коры (ранее предполагался выступ аномальной мантии под Хангайским поднятием [Геншафт, Салтыковский, 1979; Геншафт и др., 1978; Genshaft and Saltykovsky, 1985]) – и достигает 140–175 км под структурами Восточной Монголии. Вероятно, можно допустить ее утонение под Хэнтэйским поднятием до 80 км и под плато Дариганга до 110 км, хотя никаких инструментальных геофизических измерений в юго-восточной части Монголии не проводилось.

Сопоставление рассчитанных величин теплового потока (по мощности литосферы) с измеренными значениями показало, что тепловое поле литосферы БРЗ и Хангая является нестационарным: теоретические значения превышают в этих районах измеренные величины. Как будет показано ниже, это согласуется с минеральными палеогеотермами, построенными по глубинным включениям в кайнозой-

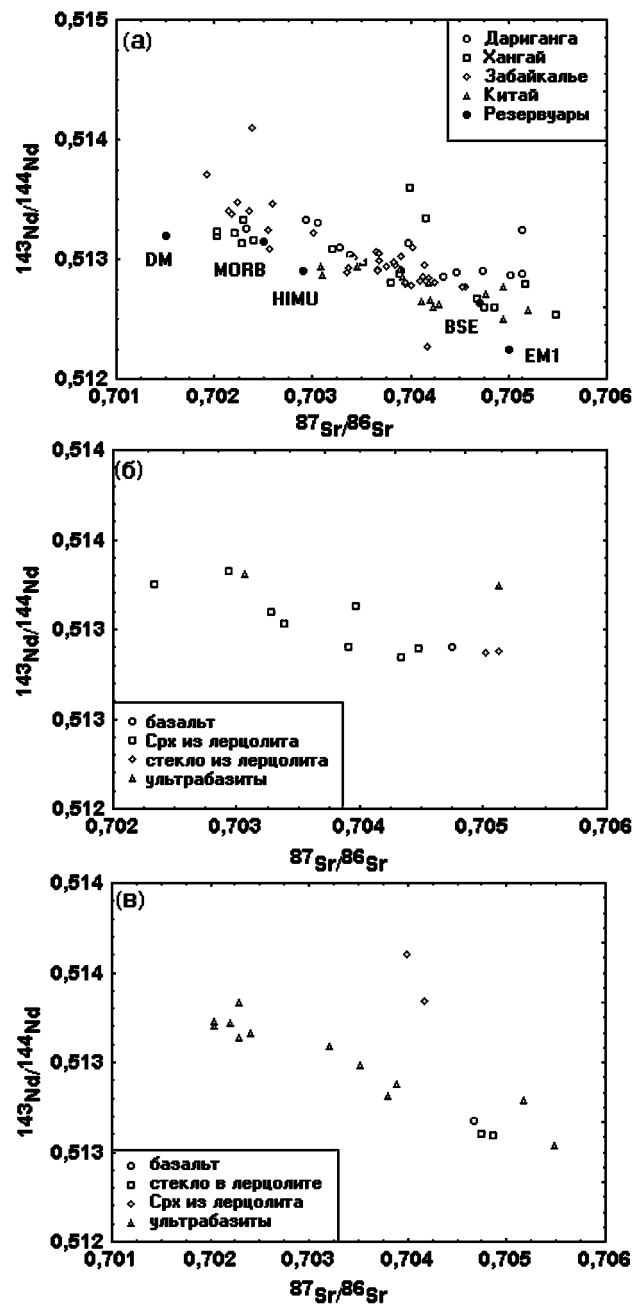
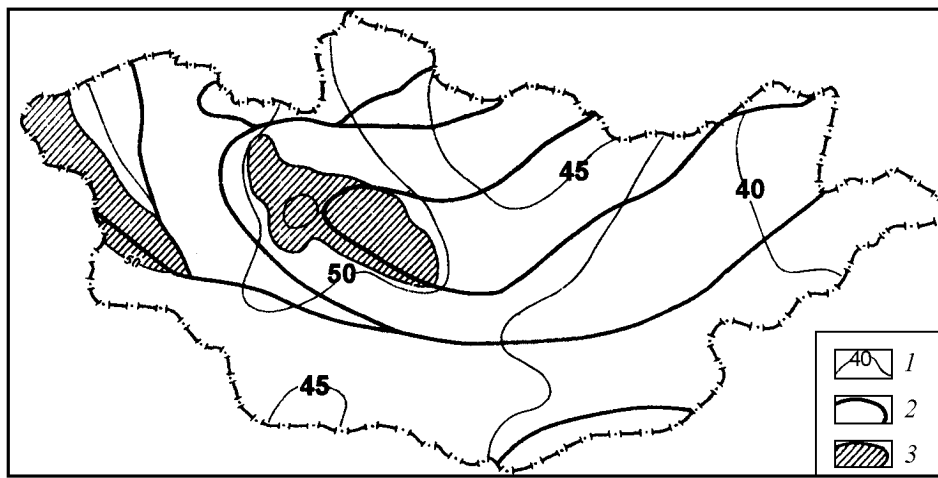


Рис. 12. Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  –  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в ксенолитах ультрабазитов из базальтов Монголии, Забайкалья и Китая (а), Дариганги (б), Хангая (в).

ских базальтах Хангая и Дариганги [Геншафт, Салтыковский, 19856]; Кебезинская, 1979].

Имеющиеся данные свидетельствуют о значительных колебаниях в величине теплового потока, который изменяется от 16–20 мВт/м<sup>2</sup> в Южно-Монгольском герцинском поясе (Гобийский Алтай,



**Рис. 13.** Положение границы Мохо в Монголии, по [Геншафт, Салтыковский, 1979].  
1 – изогипсы поверхности Мохо, км, 2 – границы складчатых зон, 3 – области максимальной мощности “гранитного” слоя.

Северо-Гобийский ареал, Монгольский Алтай) до 90–120 мВт/м<sup>2</sup> в придонной части оз. Хубсугул (Прихубсугулье) [Хуторской, 1996; Хуторской и др., 1991; Khutorskoy and Yarmoluk, 1989]. В Монголии выделяется три типа регионального распределения величин тепловых потоков: первый тип – сравнительно узкая линейная аномалия, связанная с Хубсугульской ветвью Байкальской рифтовой зоны; второй тип – область мозаичного распределения тепловых потоков Хангай-Хэнтейского района, Керуленской зоны и район р. Онон. К этой области приурочены основные ареалы кайнозойского вулканизма Центральной Монголии, включающей Хангайский, Хануйгольский, Орхон-Селенгинский и другие ареалы. И, наконец, третий тип – это область аномально низких величин тепловых потоков в пределах Южно-Монгольского герцинского пояса [Хуторской, 1996]. Сюда попадает главный ареал кайнозойского вулканизма юго-восточной Монголии – плато Дариганга, а также Мандал-Гобийский, Ундэр-Шильский и восточная часть Северо-Гобийского ареала.

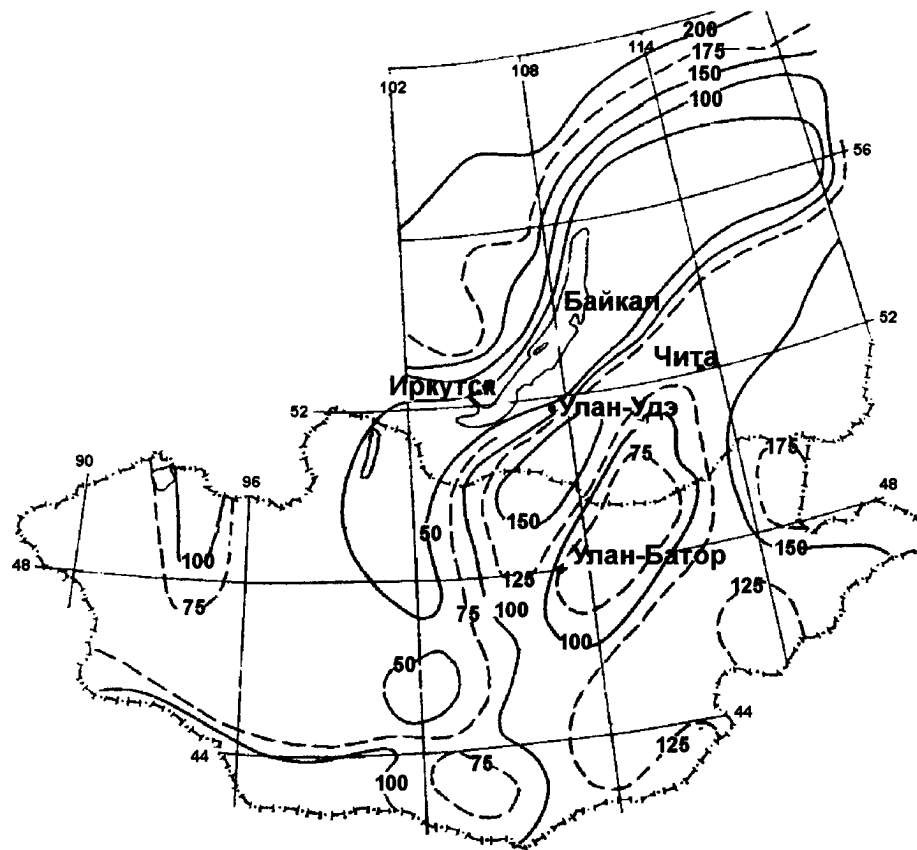
В Прихубсугулье высокие тепловые потоки зафиксированы по оси озера Хубсугул (более 90 мВт/м<sup>2</sup>), а к западу и востоку от оси эти значения понижаются до 55–60 мВт/м<sup>2</sup>, что может свидетельствовать о локальности аномальной зоны [Хуторской, 1996]. Эта геотермическая аномалия постепенно переходит в область повышенных тепловых потоков Тункинской и Байкальской впадин [Дучков и др., 1982]. Аналогичная ситуация отмечается и на Байкале, где значения тепловых потоков, измеренные по оси озера и на побережье, различаются в два раза,

что объясняется либо перераспределением глубинного тепла подземными водами [Голубев, 1982; Дучков и др., 1999], либо внедрением в земную кору под Байкалом “нагретой дайки” [Зорин, Лепина, 1984]. Возможно, что такая же ситуация наблюдается и под Хубсугулом, что подтверждается геотермическими и изотопно-геохимическими данными, особенно изотопией гелия [Поляк и др., 1994; Хуторской, 1996]. Изотопно-гелиевые оценки теплопотока позволили уточнить его распределение на территории Монголии и установить вариации в неразбуренных скважинами ареалах (например, на Хангае). Выявлена корреляция величины отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и теплопотока с глубинным строением – отрицательная корреляция с мощностью земной коры [Поляк и др., 1994].

Мозаичный тип тепловых потоков, выделенный в Центральной Монголии, обусловлен, по-видимому, внедрением разогретого вещества (возможно, “аномальной” по своим геофизическим свойствам, мантии) в нижнюю часть земной коры, о чем свидетельствует интенсивный кайнозойский щелочно-базальтовый вулканизм практически на всей территории Центральной Монголии [Артемьев и др., 1978].

Пока трудно объяснить исключительно низкие значения величин тепловых потоков в южной, особенно в юго-восточной (под плато Дариганга) частях Монголии, хотя некоторые данные по теплогенерации горных пород (по концентрациям U, Th и K) к юго-востоку от Мандал-Гоби свидетельствуют о повышенных значениях (4,3–4,8 мкВт/м<sup>2</sup>) величин теплогенерации магматических пород [Дорофеева, Синцов, 1992].

На рис. 13–15 приведены положения поверхности



**Рис. 14.** Положение нижней границы литосферы в Байкало-Монгольском регионе, по [Зорин и др., 1982, 1990, 1993].

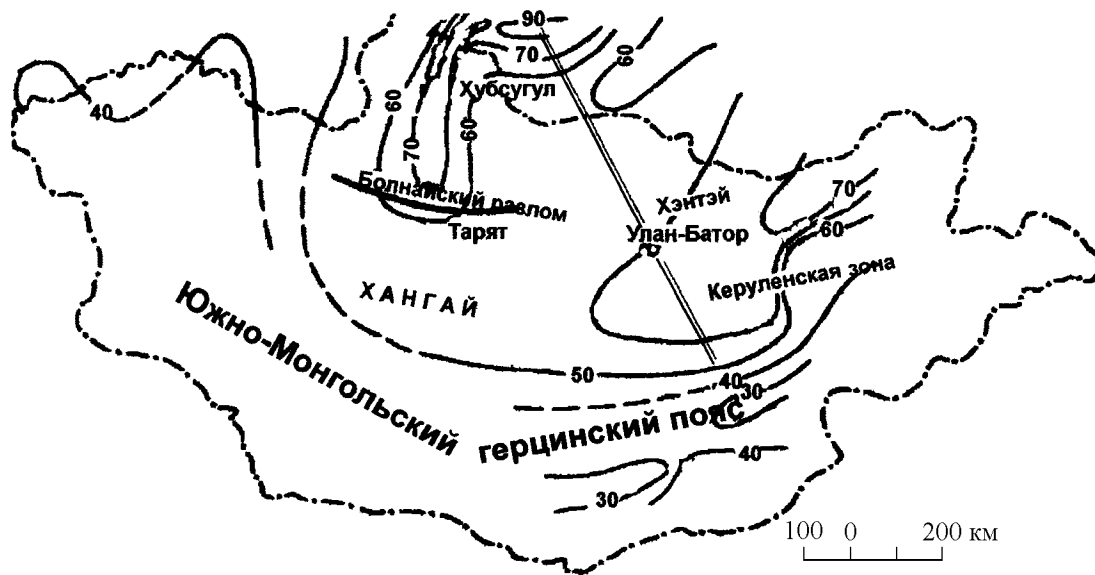
Мохо, подошвы литосферы и схема теплового потока в Монголии.

В последнее время появились результаты томографического анализа записей далеких землетрясений, зарегистрированных на разных профилях [Гао и др., 1994; Мордвинова и др., 2000]. Они свидетельствуют о сильной неоднородности недр региона в верхних 200 км. К сожалению, субмеридиональный профиль прошел в стороне от основных ареалов кайнозойского вулканизма Монголии (по линии Иркутск – Улан-Батор) [Мордвинова и др., 2000], но выявленные области низкоскоростной мантии хорошо скоррелированы с зонами повышенных тепловых потоков (рис. 16). Важно отметить две особенности выявленной скоростной структуры: отсутствие сплошной зоны низкоскоростной (аномальной) мантии и локальные выступы низкоскоростного вещества в близповерхностных горизонтах. Это согласуется с данными ГСЗ по БРЗ [Крылов, Мишенькин, 1984] – понижение скоростей продольных волн в подкоревой мантии только под рифтогенными впадинами

– с интерпретацией томографических данных для Центрального Французского массива [Sobolev et al., 1996].

## Проблемы геодинамики

Итак, геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что кайнозойский вулканизм в Монголии обусловлен существованием в ее верхней мантии разуплотненных горячих масс вещества. Остаются дискуссионными вопросы пространственного распределения по латерали и глубине этих масс и его изменения во времени, природы этой глубинной динамики и образования щелочно-базальтовых расплавов. Большинство исследователей, включая авторов, признает рифтогенную природу кайнозойского вулканизма Монголии, или рифтовый эндогенный режим эволюции рассматриваемых ареалов в кайнозое. Это означает, что формирование поверхностных структур и магматическая активность обусло-



**Рис. 15.** Схема распределения теплового потока на территории БМР, по [Хуторской, 1996]. Двойной линией показано положение профиля сейсмической томографии (см. рис. 16).

влены диапироподобным внедрением в подкоровые слои верхней мантии разуплотненного горячего вещества (аномальной мантии). При этом возможен как активный рифтинг, т.е. подъем диапира в силу его собственной плавучести, так и пассивный, под действием внешних сил, приводящих к деформации литосферы, образованию в ней ослабленных зон, по которым и происходит внедрение диапира.

Геолого-исторический анализ показывает, что, по крайней мере, с палеозоя Монголия испытывала устойчивый однотипный континентальный рифтогенный магматизм в одних и тех же структурно-формационных зонах: Южно-Монгольской, Центрально-Монгольской и Северо-Монгольской [Ярмолюк, 1986]. Отмечая поразительное сходство строения разновозрастных тектономагматических ареалов, авторы [Коваленко и др., 1989] указывают на необходимость признания общей причины формирования этих ареалов и непрерывности ее проявления на территории Монголии на протяжении, по крайней мере, палеозоя и мезозоя. Установлена приуроченность разновозрастных рифтогенных зон Монголии к системам разломов, маркирующих древние литосферные границы и сохраняющих глубинные структурные неоднородности на протяжении всего фанерозоя.

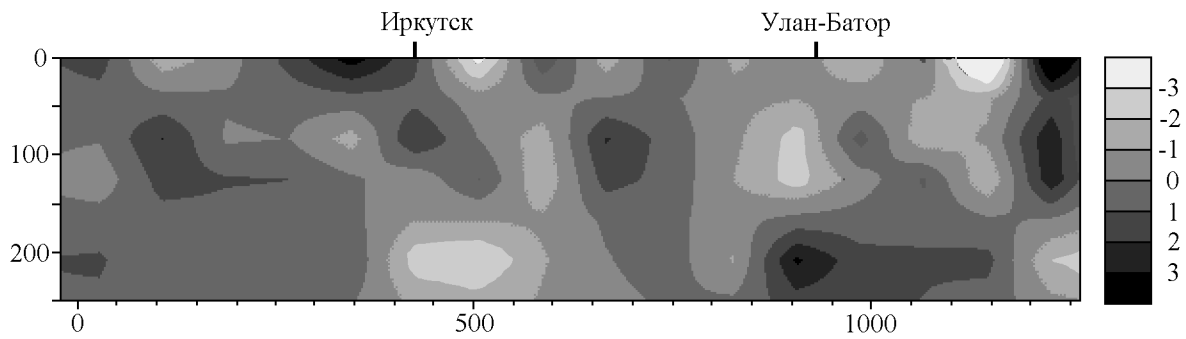
В кайнозое показана устойчивость развития вулканизма в различных ареалах БМР: смена во времени субщелочного (толеитового или переходного) петрохимического типа лав на все более щелочные, цикличность вулканизма, особенности простран-

ственных вариаций состава магм относительно Хангайского нагорья. Последнее выступает устойчивой структурой на протяжении всего фанерозоя и на схеме изотопных провинций земной коры Центральной Азии [Коваленко и др., 1996] выделяется блоком с дорифейским основанием.

Рифтогенный эндогенный режим характеризуется разными стадиями эволюции, выделяются предрифтовая и собственно рифтовая стадии этого режима [Грачев, Девяткин, 1997; Грачев и др., 1981]. Они различаются как поверхностными явлениями, так и физико-химическим состоянием недр. Последнее проявляется в особенностях термического состояния подкоровой верхней мантии. На примерах Дариганги, Хангая, Витимского нагорья было показано, что минеральная геотерма предрифтового режима на уровне существования шпинелевых ультрабазитов на 150–200°C “холоднее” геотермы того же глубинного уровня под развитыми рифтогенными структурами (рис. 17) [Буданова и др., 1991; Геншафт, Салтыковский, 1985б; Салтыковский, Геншафт, 1983]. Предполагая, что переход от предрифтовой к рифтовой стадии происходит за время около 15–20 млн лет, получаем среднюю скорость разогрева около 10°C/млн лет. Ясно, что такой разогрев может быть обеспечен только в результате тепло-массопереноса, т.е. путем диапиризма разогретого глубинного вещества.

Как было показано изучением состава и микроструктуры ксенолитов ультрабазитов мантии, процесс диапиризма сопровождается деформационными





**Рис. 16.** Глубинное распределение  $V_s$  по данным сейсмической томографии по профилю Иркутск – Улан-Батор, по [Мордвинова и др., 2000]. Показано изменение  $V_s$  (%) относительно нормального значения в верхней мантии.

и метасоматическими процессами изменения вещества мантии [Буданова и др., 1991; Геншафт, 1993]. Детальные исследования ксенолитов в базальтах Центрального Французского массива показали тесную связь процессов деформации пород, метасоматических изменений в минеральном и изотопно-геохимическом составе, плавления [Cabanes and Briquet, 1986/1987; Zangana et al., 1997]. Метасоматические изменения в породах мантии установлены и для БМР [Коваленко и др., 1985; Салтыковский, Геншафт, 1985; Ionov et al., 1994; Kovalenko et al., 1986 и др.].

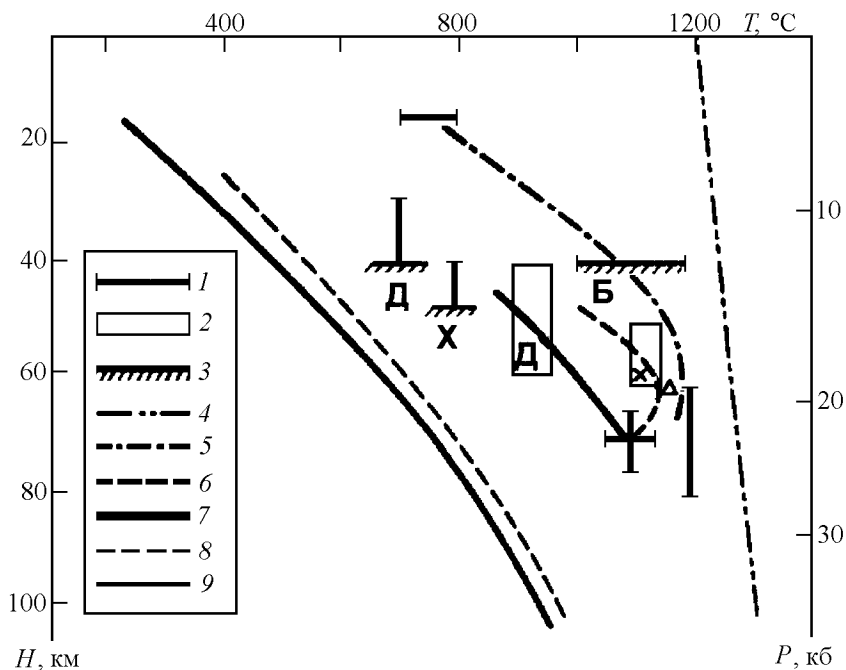
В последнее время в литературе широко дебатруется вопрос о возможной связи рифтогенеза с мантийными плюмами, т.е. с диапирами, не связанными с подъемом кровли астеносферы, поднимающимися из основания верхней мантии или от границы ядро – мантия. Плюмовый источник магм устанавливается, преимущественно, по изотопно-геохимическим данным [Грачев, 1998а] и для ряда структур (Исландия, Гавайи, Афарский треугольник и др.), главным образом, сейсмологическими методами выявляется столбообразная мантийная аномалия, уходящая на глубину в сотни км. Одним из наиболее ярких индикаторов мантийного плюма является изотопное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , значение которого в породах или в термоминеральных флюидах, испытавших влияние плюма, должно превышать  $11 \cdot 10^{-6}$  (величина, характеризующая мантийный источник типа MORB) [Грачев, 1998а]. В пределах БМР такие высокие значения были установлены в ультраосновных ксенолитах из базальтов Хамар-Дабана [Грачев, 1998б; Друбецкой, Грачев, 1987], Витима и Хангая [Staudacher and Allegre, 1991]. По измерениям изотопных отношений гелия во флюидах самые высокие величины, достигающие характеристики MORB, получены для Тункинской впадины [Поляк, в этом номере].

Данные сейсмической томографии [Мордвинова

и др., 2000] показывают отсутствие под БМР непрерывной астеносферы на глубинах менее 200 км (рис. 16). Более того, выполненный авторами цитируемой работы анализ невязок для продольных и поперечных волн привел их к выводу об отсутствии под БРЗ обширных областей частичного плавления. Вместе с тем устанавливаются глубинные изолированные диапиры, характеризующиеся пониженными скоростями и более горячим состоянием, чем окружающая среда. С учетом отмеченных высоких значений изотопии гелия такое распределение низкоскоростных масс в недрах региона скорее всего указывает на существование горячей точки типа плюма.

К подобному выводу пришли авторы ряда работ [Грачев, 1998а, 1998б; Ярмолюк и др., 1990; Windley and Allen, 1993]. Отмечается, например, существование Южно-Байкальской и Южно-Хангайской “горячих точек” с формированием тройных сочленений по типу Афарского треугольника [Ярмолюк и др., 1990]. Изотопно-геохимические данные по базальтам и глубинным включениям не противоречат гипотезе о монгольском плюме (плюмах?). Кайнозойские базальты региона выплавлялись из обогащенного относительно MORB источника, ультраосновные ксенолиты обладают всеми чертами, характерными для областей плюмового диапиризма: метасоматическим обогащением литофильными и легкими редкоземельными элементами, деформационными структурами и частичным плавлением при участии щелочных флюидов. Характер корреляционных соотношений между различными компонентами состава базальтов типичен для расплавов, формирующихся под влиянием плюма.

Интересно, что петрохимическими чертами, присущими базальтам плюмов – высокая магнезиальность при повышенных содержаниях оксидов железа и титана [Грачев, 1998а] –, обладают базальты плато Дариганга, для которого никаких проявле-



**Рис. 17.** Минеральные палеогеотермы для верхней мантии БМР, по [Геншафт, Салтыковский, 1985в]. 1 – неопределенности в оценке  $T, P$ , 2 – то же для шпинелевых лерцолитов Дариганги и Хангая, 3 – граница Мохо, 4 – ликвидус щелочного базальта при  $\sim 2$  мас. %  $H_2O$ , 5–9 – геотермы: 5 – байкальская, 6 – Хангай, 7 – Дариганга, 8 – континентальная, 9 – Сибирская платформа.

ний мантийных аномалий не известно. Скорее всего это связано с очень слабой изученностью этого района геофизическими методами. По устному сообщению А. Ф. Грачева, первые определения изотопии  $^3He/^4He$  в ксенолитах из базальтов Дариганги дали величины  $^3He/^4He$ , не превышающие значения источника MORB.

Отсутствие явно выраженного плавления в мантии под БМР по данным сейсмической томографии согласуется с развиваемыми авторами данной статьи моделью образования щелочно-базальтовых магм в относительно узких и локальных зонах дислокаций (или повышенной проницаемости), обеспечивающих подток флюидов, метасоматическое преобразование перидотитов “зеленого” типа (в частности, привнос железа, титана, щелочей), разогрев и образование базальтовой магмы [Геншафт, Салтыковский, 1987]. При этом разрешающая способность метода томографии не позволяет выявить такие неоднородности (области плавления) размером менее 50 км.

Отмеченная выше пространственная унаследованность структур развития рифтовых режимов в течение сотен миллионов лет, исключительно глубокие корни источника базальтового магматизма и устойчивая картина временной эволюции магматизма и

сопутствующих ему глубинных процессов приводят нас к убеждению о связи кайнозойского вулканизма в Монголии с активным диапиризмом, возможно, плюмового типа.

## Заключение

Выполненные авторами полевые и лабораторные исследования продуктов кайнозойского вулканизма в Монголии и анализ геолого-геофизических материалов показали следующее. На протяжении всего кайнозоя Монголия была ареной щелочно-базальтового вулканизма, сосредоточенного, главным образом, в субмеридиональной зоне, простирающейся на юг от Байкальской рифтовой зоны до Заалтайской Гоби. Кроме того, выделяется на юго-востоке региона обширное базальтовое плато Дариганга, значительная часть которого расположена в пределах Китая. Отмечаются 17 районов или ареалов кайнозойского базальтового вулканизма на территории Монголии.

Изотопное датирование позволило выделить несколько временных этапов вулканизма с палеоцена до голоцена, наибольшего размаха вулканическая деятельность достигла в миоцене. В каждом из рассматриваемых ареалов намечаются свои временные

ритмы – вспышки и затишье вулканической активности.

Наблюдаются пространственно-временные закономерности эволюции кайнозойского вулканизма в Монголии, на рубеже мела и кайнозоя, в палеоцене и эоцене вулканизм проявился в Южно-Гобийской и Гоби-Алтайской зонах. В олигоцене он сместился к северу и, начиная с миоцена, охватил практически все рассматриваемые ареалы Центральной Монголии и Даригангу. В каждом из рассматриваемых ареалов наблюдается тенденция увеличения со временем щелочности магм. В пространственных вариациях состава вулканитов Хангайское нагорье выступает своеобразным “центром симметрии”. От него в сторону Дариганги происходит увеличение магнезиальности и понижение щелочности (а также отношения  $K_2O/Na_2O$ ) вулканитов.

Единая находка молодых кислых вулканитов может служить указанием на возможное, хотя бы локальное, проявление бимодального магматизма, свойственного рифтогенным структурам.

Базальты Монголии содержат разнообразные по минеральному и химическому составу включения глубинных пород и минералов верхней мантии и нижних горизонтов земной коры. Отмечаются пространственные вариации в составе однотипных включений, наиболее ярко проявляемые при сопоставлении ультрабазитов Хангая и Дариганги. Перидотиты Дариганги по особенностям составов минералов приближаются к кимберлитовому типу (т.е. более глубинному или более деплетированному). Встречаются сложные по составу включения, свидетельствующие о возможных интрузивных процессах в верхней мантии.

Изотопно-геохимические исследования показывают, что наряду с мантийными включениями деплетированных пород реститового типа широко распространены метасоматизированные (регенерированные) породы, содержащие вторичные гидратированные минералы (слюда, амфибол) и концентраты редких элементов – апатит, ильменит и др. Щелочно-базальтовые расплавы образуются из метасоматически переработанного в локальных зонах вещества верхней мантии.

Геофизические данные указывают на существование под большей частью ареалов кайнозойского вулканизма горячих низкоскоростных и разуплотненных блоков верхней мантии (диапиров). Минеральная геотермобарометрия позволяет построить палеогеотермы, свидетельствующие о разогреве подкоровой части верхней мантии на  $100\text{--}200^\circ\text{C}$  за время около 20 млн лет. Авторы придерживаются представлений о рифтогенном эндогенном режиме кайнозойского вулканизма в Монголии. Подавляющая часть ареалов вулканизма находилась в предрифто-

вой стадии эволюции рифтового режима.

Выявленные особенности эволюции вулканизма в Монголии и сопредельных структурах Забайкалья и Китая позволяют утверждать активный характер кайнозойского рифтогенеза, возможное влияние мантийных плюмов на формирование состава магм и геолого-геофизических структур в новейшее время.

**Благодарности.** Авторы приносят искреннюю благодарность А. Ф. Грачеву за инициативу в написании данной статьи, полезное обсуждение и предоставление различных информационных материалов, а также Л. П. Виннику и Г. Л. Косареву за возможность использовать неопубликованные геофизические данные и их обсуждение. Авторы признательны В. В. Ярмолюку, Е. В. Девяткину, Б. Г. Поляку, научные контакты с которыми во многом способствовали всестороннему рассмотрению различных аспектов геологии и геодинамики региона.

## Литература

- Агафонов Л. В., Еркушев Ю. А., Распределение редкоземельных элементов в породах вулкана Шаварын-Царам (МНР), *Геология и геофизика*, (6), 65–76, 1984.
- Агеева Л. И., Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Новые данные об абсолютных возрастах кайнозойских базальтов Монголии, *ДАН СССР*, 300, (1), 166–168, 1988.
- Артемьев М. Е., Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Корреляция новейшей тектоно-магматической активизации территории МНР с мантийной компонентой гравитационного поля, *Доклады АН СССР*, 211, (6), 1303–1306, 1978.
- Балашов Ю. А., *Геохимия редкоземельных элементов*, 267 с., Наука, Москва, 1976.
- Белоусов В. В., *Эндогенные режимы материков*, 232 с., Недра, Москва, 1978.
- Буданова К. Т., Геншафт Ю. С., Киселев А. И. и др., Вещественные модели земной коры и верхней мантии платформенных и складчатых структур СССР (на примере Памиро-Тянь-Шаня, Байкало-Монгольского региона и Сибирской платформы), В кн.: *Глубинное строение территории СССР*, с. 156–185, Наука, Москва, 1991.
- Гао Ш., Дэвис П. М., Лю Х. и др., Предварительные результаты телесеизмических исследований мантии байкальского рифта, *Физика Земли*, (7–8), 113–122, 1994.
- Геншафт Ю. С., Мегакристаллы высокого давления – проблемы петрологии, В кн.: *Глубинные ксенолиты и строение литосферы*, с. 166–178, Наука, Москва, 1987.
- Геншафт Ю. С., Текстурированность глубинных ксенолитов как отражение динамических процессов в литосфере Земли, *Физика Земли*, (10), 44–59, 1993.
- Геншафт Ю. С., Зайцев Н. С., Салтыковский А. Я., Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии, *Геотектоника*, (5), 105–115, 1978.

- Геншафт Ю. С., Клименко Г. В., Салтыковский А. Я., Агеева Л. И., Новые данные о составе и возрасте кайнозойских вулканитов Монголии, *ДАН СССР*, 311, (2), 420–424, 1990.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Проблемы глубинного строения Монголии, В кн.: *Геология и магматизм Монголии*, с. 183–194, Наука, Москва, 1979.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., О кимберлитовом типе включений в щелочных базальтах Дариганги (МНР), *Доклады АН СССР*, 282, (5), 1200–1205, 1985а.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., О соотношении субщелочного (толеитового) и щелочнобазальтового вулканизма в кайнозой Монголии, *ДАН СССР*, 300, (1), 154–158, 1985б.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Температурные признаки эволюции рифтового режима континентов, *ДАН СССР*, 283, (5), 1256–1259, 1985в.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., О первой находке мегакристаллов корунда в кайнозойских базальтах Монголии, *Доклады АН СССР*, 292, (5), 1239–1241, 1987а.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Физико-химическая динамика верхней мантии и образование щелочнобазальтовых магм, В кн.: *Строение и эволюция тектоносферы*, с. 151–170, ИФЗ АН СССР, Москва, 1987б.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Континентальный вулканизм, ксенолиты и тектоника литосферных плит, Сб.: *Геодинамические исследования*, с. 94–105, МГК АН СССР, Москва, 1989.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., О глубинном строении Монголии, В кн.: *Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии*, с. 177–181, Наука, Москва, 1990.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии, 71 с., Наука, Москва, 1990.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я., Намсрай Т., Дашевская Д. М., Мегакристаллы ильменита в кайнозойских базальтах Монголии, *Доклады АН СССР*, 254, (4), 982–985, 1980.
- Геохимия глубинного вещества Земли*, Коллектив авторов, 240 с., ИФЗ АН СССР, Москва, 1989.
- Голубев В. А., *Геотермия Байкала*, 150 с., Наука, Новосибирск, 1982.
- Грачев А. Ф., *Рифтовые зоны Земли*, 285 с., Недра, Москва, 1987.
- Грачев А. Ф., Мантийные плюмы и геодинамика, *Вестник ОГГГН РАН*, (3(5)), 129–158, 1998а.
- Грачев А. Ф., Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики, *Физика Земли*, (3), 3–28, 1998б.
- Грачев А. Ф., Мантийный метасоматоз в ультраосновных ксенолитах из щелочных базальтов, *Тезисы докладов XIX семинара “Геохимия магматических пород”*, с. 46–47, ГЕОХИ РАН, Москва, 2000.
- Грачев А. Ф., Девяткин Е. В., Предрифтовый тектонический режим, *Геология и разведка*, (1), 3–10, 1997.
- Грачев А. Ф., Поляков А. И., Кайнозойский рифтовый магматизм: тектонические и петрохимические закономерности, В кн.: *Континентальный и океанический рифтогенез*, с. 109–121, Наука, Москва, 1985.
- Грачев А. Ф., Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С., Геодинамика Байкало-Монгольского региона в кайнозойе, В сб.: *Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозойе*, с. 134–176, ИФЗ АН СССР, Москва, 1981.
- Девяткин Е. В., *Кайнозой внутренней Азии*, 196 с., Наука, Москва, 1981.
- Дорофеева Р. П., Синцов А. А., Теплогенерация горных пород и радиогенный тепловой поток Монголии и сопредельных районов, *Физика Земли*, (9), 70–83, 1992.
- Друбецкой Е. Р., Грачев А. Ф., Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны, Изотопия гелия и аргона, В кн.: *Глубинные ксенолиты и строение литосферы*, с. 54–63, Наука, Москва, 1987.
- Дучков А. Д., Балобаев В. Т., Лысак С. В. и др., Тепловой поток Сибири, *Геология и Геофизика*, (1), 42–51, 1982.
- Дучков А. Д., Лысак С. В., Голубев В. А. и др., Тепловой поток и геотемпературное поле Байкальского региона, *Геология и геофизика*, 40, (3), 287–303, 1999.
- Зорин Ю. А., Беличенко В. Г., Турутанов Е. Х. и др., Центральный Сибирско-Монгольский трансект, *Физика Земли*, (2), 3–19, 1993.
- Зорин Ю. А., Беличенко В. Г., Турутанов Е. Х. и др., Байкало-Монгольский трансект, *Геология и геофизика*, 35, (7/8), 94–110, 1994.
- Зорин Ю. А., Лепина С. В., К вопросу о термическом утонении литосферы под континентальными рифтами, *Геология и геофизика*, (7), с. 99, 1984.
- Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Рогожина В. А., *Глубинная структура территории МНР*, 94 с., Наука, Новосибирск, 1982.
- Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х., Кожевников В. М., Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны, В кн.: *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*, с. 143–154, Наука, Новосибирск, 1990.
- Ионов Д. А., Борисовский С. Е., Сложные ксенолиты вулкана Шаварын-Царам, В кн.: *Исследования высокобарических минералов*, с. 94–107, ИФЗ АН СССР, Москва, 1987.
- Ионов Д. А., Борисовский С. Е., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д., Слюдя из мантийных нодулей в щелочных базальтах МНР, *Доклады АН СССР*, 269, (5), 1189–1192, 1983.
- Ионов Д. А., Борисовский С. Е., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д., О первой находке амфибола в глубинных ксенолитах из щелочных базальтов МНР, *Доклады АН СССР*, 276, (1), 238–242, 1984.
- Ионов Д. А., Бушляков И. Н., Коваленко В. И., Минералы-концентраторы галогенов в верхней мантии: содержания F и Cl в мантийных флогопитах, амфиболе и апатите из вулкана Шаварын-Царам в МНР, В кн.: *Глубинные ксенолиты и строение литосферы*, с. 117–127, Наука, Москва, 1987.
- Ионов Д. А., Ащепков И. В., Штош Х. Г., Зек Х. А., Вит-Айкшен Г., Ксенолиты гранатовых перидотитов Витимского вулканического поля Забайкалья: петрология и геохимия гранат-шпинелевых перидотитов переходной зоны субконтинентальной мантии, В кн.: *Маг-*

- матизм рифтов и складчатых поясов, с. 169–211, Наука, Москва, 1993а.
- Ионов Д. А., Крамм У., Штош Х. Г., Коваленко В. И., Эволюция верхней мантии южной части Байкальской рифтовой зоны по данным изучения изотопного состава Sr и Nd в ксенолитах Бартойских вулканов, В кн.: *Магматизм рифтов и складчатых поясов*, с. 211–234, Наука, Москва, 1993б.
- Каминский Ф. В., Гранатовые щелочные базальтоиды района Шаварын-Царам (МНР) и условия их образования, *Геология и геофизика*, (3), 23–34, 1980.
- Каминский Ф. В., Храпов А. А., Вулканическое плато Дариганга (юго-восточная часть Монгольской Народной Республики), В кн.: *Особенности внутриконтинентального базитового вулканизма*, с. 47–68, ИФЗ АН СССР, Москва, 1980.
- Кеппежинкас В. В., *Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения*, 312 с., Наука, Москва, 1979.
- Киселев А. И., Попов А. М., Астеносферный диаспир под Байкальским рифтом: петрологическая интерпретация, *Геотектоника*, (5), 93–99, 1990.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород*, Богатиков О. А. и др., 159 с., Недра, Москва, 1981.
- Коваленко В. И., Ионов Д. А., Ярмолюк В. В., Ягуц Э., Люгмайр Г., Штош Х. Г., Эволюция мантии и ее корреляция с эволюцией земной коры некоторых районов Центральной Азии по изотопным данным, *Геохимия*, (9), 1308–1319, 1990а.
- Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Ионов Д. А., Ягуц Э., Люгмайр Г., Штош Х. Г., Эволюция мантии Центральной Азии и развитие тектонических структур земной коры, *Геотектоника*, (4), 3–16, 1990б.
- Коваленко В. И., Цепин А. И., Ионов Д. А., Рябчиков И. Д., Гранат-пироксеновая друза – пример флюидной кристаллизации в мантии, *Доклады АН СССР*, 280, (2), 449–453, 1985.
- Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Козаков И. К. и др., Sm-Nd-изотопные провинции земной коры Центральной Азии, *Доклады РАН*, 348, (2), 220–222, 1996.
- Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Моссаковский А. А., Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии), *Геотектоника*, (4), 3–20, 1989.
- Кожевников В. М., Эрдэнбилэг Б., Балжинням И., Улэмж И., Строение коры и верхней мантии Хангайского поднятия (МНР) по дисперсиям фазовых скоростей поверхностных волн Рэлея, *Физика Земли*, (3), 12–20, 1990.
- Кононова В. А., Иваненко В. В., Карпенко М. И., Аракелянц М. М., Андреева Е. Д., Первов В. А., Новые данные о K-Ar возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы, *Доклады АН СССР*, 303, (2), 454–457, 1988.
- Кононова В. А., Келлер Й., Первов В. А., Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона, В кн.: *Магматизм рифтов и складчатых поясов*, с. 234–264, Наука, Москва, 1993.
- Кононова В. А., Лапутина И. П., Первов В. А., Андреева Е. Д., О находке глубинного включения сложного типа в щелочных базальтоидах плато Дариганга (МНР), *Доклады АН СССР*, 287, (2), 401–405, 1986.
- Кононова В. А., Первов В. А., Дрынкин В. И., Керзин А. Л., Андреева Е. Д., Редкоземельные и редкие элементы кайнозойских основных вулканитов Забайкалья и Монголии, *Геохимия*, (5), 644–659, 1987.
- Копылова М. Г., Геншафт Ю. С., Петрология гранат-шинелевых ксенолитов в кайнозойских базальтах Монголии, *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, (5), 36–58, 1991.
- Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Глубинная структура Байкальского региона по сейсмическим данным, *Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. Геофизика*, с. 53–56, Наука, Москва, 1984.
- Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Строение и стадии развития Байкальского рифта, *Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. Тектоника*, Т. 7., с. 126–134, Наука, Москва, 1984.
- Магматические горные породы, Основные породы*, Отв. ред. Е. В. Шарков, 487 с., Наука, Москва, 1985.
- Магматические горные породы, Эволюция магматизма в истории Земли*, Отв. ред. В. И. Коваленко, 438 с., Наука, Москва, 1987.
- Меляховецкий А. А., Вязкостная структура верхов мантии Байкальского рифта, *Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле*, Тезисы докладов, с. 42–43, Москва, 1997.
- Милановский Е. Е., *Рифтовые зоны континентов*, 279 с., Недра, Москва, 1976.
- Мординова В. В., Винник Л. П., Косарев Г. Л., Орешин С. И., Треусов А. В., Телесеismicкая томография литосферы Байкальского рифта, *Доклады РАН*, 372, (2), с. 242–253, 2000.
- Первов В. А., Кононова В. А., Дрынкин В. И., Керзин А. Л., Редкоземельные элементы в базальтах Забайкалья и Монголии в связи с вопросами петрогенезиса, *Доклады АН СССР*, 275, (2), 471–475, 1984.
- Поляк Б. Г., Хуторской М. Д., Каменский И. Л. и др., Тепломагмапоток из мантии на территории Монголии (по изотопно-гелиевым и геотермическим данным), *Геохимия*, (12), 1693–1706, 1994.
- Пузанков Ю. М., Геохимические особенности проявлений кайнозойского базитового магматизма над “горячими точками”, *Геохимия*, (9), 941–949, 1999.
- Рогожина В. А., Кожевников В. М., *Область аномальной мантии под Байкальским рифтом*, 104 с., Наука, Новосибирск, 1979.
- Рябчиков И. Д., Ионов Д. А., Когарко Л. Н., Коваленко В. И., Вариации химического состава мантийных перидотитов как результат различной степени частичного плавления примитивной мантии, *Доклады АН СССР*, 295, (1), 185–189, 1987.
- Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С., Кайнозойский вулканизм, В кн.: *Континентальный вулканизм Монголии*, с. 170–179, Наука, Москва, 1983.
- Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С., *Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии*, 136 с., Наука, Москва, 1985.
- Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С., Аракелянц М. М., Калиевые базальтоиды в кайнозое Монголии (вулкани-

- ческий ареал оз. Угей), *Вулканология и сейсмология*, (5), 60–73, 1984.
- Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С., Грачев А. Ф., Розинов М. И., Багдасаров Э. А., Петрология и петрохимия кайнозойских базальтов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона, В сб.: *Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое*, с. 5–86, ИФЗ АН СССР, Москва, 1981.
- Салтыковский А. Я., Грачев А. Ф., Геншафт Ю. С., Некоторые закономерности пространственного распределения петрогенных элементов в базальтах Байкало-Монгольского региона, В сб.: *Особенности внутриконтинентального базитового магматизма*, с. 3–27, ИФЗ АН СССР, Москва, 1980.
- Селиванов Е. И., *Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики*, 296 с., Недра, Москва, 1972.
- Семенов В. Г., Соловьева Л. В., Владимиров Б. М., *Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика*, 119 с., Наука, Новосибирск, 1984.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А., Сейсмическое районирование Восточной Сибири, *Геология и геофизика*, (10), 104–114, 1960.
- Степанов П. П., Волхонин В. С., Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным, *Сов. Геология*, (5), 47–63, 1969.
- Хуторской М. Д., *Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса*, 289 с., Изд-во РУДН, Москва, 1996.
- Хуторской М. Д., Голубев В. А., Козловцева С. В. и др., *Тепловой режим недр МНР*, 127 с., Наука, Москва, 1991.
- Шувалов В. Ф., Николаева Т. В., О возрасте и пространственном распространении кайнозойских базальтов на юге Монголии, *Вестник ЛГУ, Геология, география*, (14), 52–59, 1985.
- Ярмолюк В. В., Структурная позиция континентальных рифтовых зон Центральной Азии, *Изв. АН СССР, Сер. геологич.*, (9), 3–12, 1986.
- Ярмолюк В. В., Иванов В. Г., Самойлов В. С., Аракелянц М. М., Этапы формирования позднемезозойского кайнозойского внутриплитного вулканизма Южной Монголии, *Доклады АН*, 344, (5), 673–676, 1995.
- Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Богатиков О. А., Южно-Байкальская “горячая точка” мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой области, *Доклады АН СССР*, 312, (1), 187–191, 1990.
- Barry T. L., and Kent R. W., Cenozoic Magmatism in Mongolia and the Origin of Central and East Asian Basalts, in: *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia, Geodynamics 27, AGU*, 347–364, 1998.
- Basu A. R., Junwen W., Wankang H., Guanghong X., and Tatsumoto M., Major elements, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoir, *Earth Planet. Sci. Letters*, 105, 149–169, 1991.
- Berkey Ch. P., and Morris F. K., *Geology of Mongolia, The American Museum of Natural History*, V. 2, N.Y., 1927.
- Best M. G., Kaersutite-peridotite inclusions and Kindred Megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arisona, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 27, (1), 25–44, 1970.
- Cabanes N., and Briquet L., Hydration of an active shear zone: interactions between deformation, metasomatism and magmatism – the spinel-lherzolites from the Montferrier (southern France) Oligocene basalts, *Earth Planet. Sci. Letters*, 81, 233–244, 1986/1987.
- Coombs D. S., and Wilkinson J. F. G., Lineages and fractionation trend in undersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks, *J. Petrol.*, 10, 440–501, 1969.
- Gast P. W., Trace elements fractionation and the origin of tholeiitic and alkalic magma types, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 32, (10), 1057–1086, 1968.
- Genshaft Yu., and Saltykovsky A., Geophysical fields of cenozoic intracontinental volcanism and petrological models of the Earths crust and the upper mantle (Mongolia), *Z. Geol. Wiss*, Berlin, Bd. 13, Hft. 4, S. 463–472, 1985.
- Green D. H., A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas, *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 3, (126), 221–235, 1970.
- Harmon R. S., Kempton P. D., Stosch H. -G., Hoefs J., Kovalenko V. I., and Eonov D.,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios in anhydrous spinel lherzolite xenoliths from the Shavaryn-Tsaram volcano, Mongolia, *Earth Planet. Sci. Letters*, 81, 193–202, 1987.
- Hock V., Daxner-Hock G., Schmid H. P., Badamgarav D., Frank W., Furtmuller G., Montag O., Barsbold R., Khand Y., and Sodov J., Oligocene-Miocene sediments, fossils and basalts from the Valley of Lakes (Central Mongolia) – An integrated study, *Mitt. Österr. Geol. Ges*, Bd. 90, S. 83–125, 1999.
- Ionov D. A., Aschepkov I. V., Stosch H. -G., Will-Eickschen, and Seck H. A., Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal region: the nature of the garnet-spinel peridotite transition zone in the continental mantle, *J. Petrology*, 34, 1141–1175, 1993.
- Ionov D. A., Hoefs J., Wedepohl K. H., and Wiechert U., Content and isotopic composition of sulfur in ultramafic xenoliths from central Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, 269–286, 1992.
- Ionov D. A., and Hofmann A. W., Nb-Ta rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 131, 341–356, 1995.
- Ionov D. A., Hofmann A. W., and Shimizu N., Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia, *J. Petrol.*, 35, 735–785, 1994.
- Ionov D. A., Kramm U., and Stosch H. -G., Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: a Sr-Nd isotope study of xenoliths from the Bartoy volcanoes, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 235–247, 1992.
- Ionov D. A., and Wood B. J., The oxidation state of the subcontinental mantle: oxygen thermobarometry of mantle xenoliths from Central Asia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, 179–193, 1992.
- Irvine T. N., and Baragar W. R. A., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth Sci.*, 8, (5), 523–548, 1971.
- Kay R. W., and Gast P. W., The rare earth content and

- origin of alkalirich basalts, *J. Geol.*, 81, (6), 653–682, 1973.
- Khutorskoy M. D., and Yarmoluk V. V., Heat flow, structure and evolution of the lithosphere of Mongolia, *Tectonophysics*, 164, 315–322, 1989.
- Kovalenko V. I., Solovova I. P., and Ryabchikov I. D., Fluidized CO<sub>2</sub>-sulphide-silicate media as agents of mantle metasomatism and megacrysts formation; evidence from a large druse in a spinel-lherzolite xenolith, *Earth Planet. Sci. Letters*, 124, (6), 280–293, 1986.
- Kovalenko V. I., Yarmoliuk V. V., and Bogatkov O. A., Magmatism, geodynamics, and metallogeny of Central Asia, *MIKO – Commercial Herald Publ.*, 274 p., 1995.
- Le Maitre R. W., Chemical variation within and between volcanic rocks series – a statistical approach, *J. Petrol*, 9, 220–252, 1968.
- Le Maitre R. W., A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193 p., 1989.
- Middlemost E. A. K., The basalt clan, *Earth-Sci. Rev.*, 11, (4), 337–364, 1975.
- Molnar P., and Tapponier P., Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision, *Sciences*, 289, (4201), 419–426, 1975.
- Nohda S., Chen H., and Tatsumi Y., Geochemical stratification in the upper mantle beneath NE China, *Geophys. Res. Letters*, 18, (1), 97–100, 1991.
- Ruoxin L., and Jianzhong S., Cenozoic Basalts in North China-their distribution, geochemical characteristics and tectonic implications, *Geochemistry*, 2, (1), 17–33, 1983.
- Sobolev S. V., Zeyen H., Stoll G. et al., Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt, *Earth Planet. Sci. Letters*, 139, 147–163, 1996.
- Staudacher Th., and Allegre C. J., Cosmogenic neon in ultramafic nodules from Asia and in quartzite from Antarctica, *Earth Planet. Sci. Letters*, 106, 87–102, 1991.
- Stosch H.-G., Ionov D. A., Puchtel I. S., Galer S. J. G., and Sharpouri A., Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath Central Asia, *Lithos*, 36, 227–242, 1995.
- Stosch H.-G., Lugmair G. W., and Kovalenko V. I., Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia, II. Geochemistry and Nd and Sr isotopic compositions, and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere, *Geochem. Cosmochem. Acta*, 50, 2601–2614, 1986.
- Wiechert U., Ionov D. A., and Wedepohl K. H., Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle, *Contrib. Mineral. Petrol*, 126, 345–364, 1997.
- Wilshire H. G., and Shervais J. W., Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States, *Phys. and Chem. Earth, Oxford etc.*, 9, 257–272, 1975.
- Wilson M., Igneous petrogenesis: A global approach. L.: Unwin Hyman, 466 p., 1989.
- Windley B. F., and Allen M. B., Mongolian plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia, *Geology*, 21, (4), 295–298, 1993.
- Xuezheng Z., and Dasheng Z., Cenozoic basalts in North China with relation to plate tectonics, in *Developments in Geoscience*, p. 463–479, 1984.
- Yoder H. S., Jr., and Tilley C. E., Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrol*, 3, 342–532, 1962.
- Zangana N. A., Downes H., Thirlwall M. F., and Hegner E., Relationship between deformation, equilibration temperatures, REE and radiogenic isotopes in mantle xenoliths (Ray Pic, Massif Central, France): an example of plume-lithosphere interaction?, *Contrib. Mineral. Petrol*, 127, (1/2), 187–203, 1997.
- Zhou X., and Armstrong R. L., Cenozoic volcanic rocks of eastern China-secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 301–329, 1982.
- Zorin Yu. A., Novoselova M. R., Turutanov E. Kh., and Kozhevnikov V. M., Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province, *J. Geodynamics*, 11, 327–342, 1990.

(Поступила в редакцию 15 августа 2000.)